

## **Análise morfológica dos canhões submarinos da Nazaré e de Setúbal<sup>1</sup>**

**António Alberto Teixeira Gomes\***

### **1. Introdução**

O desenvolvimento do estudo topográfico dos fundos marinhos impulsionou o conhecimento mais aprofundado da diversidade dos canhões submarinos que foram sendo identificados.

No caso terrestre, o termo “canhão” é utilizado para designar um tipo específico de vale, geralmente estreito e de paredes abruptas, com vertentes complexas e íngremes, marcadas por múltiplas cornijas, produzindo quase sempre, expressivas gargantas. Caracterizam-se também pela raridade de confluências, por apresentarem um traçado anguloso ligado às principais direcções de fracturação e comportar por vezes, meandros encaixados (P. GEORGE, 1974; A. FOUCALT e J. F. RAOULT, 1980).

Ao nível submarino, o termo é empregue frequentemente, para designar vales profundos e abruptos, no entanto, estas estruturas submarinas podem apresentar muitas diferenças, quer na sua morfologia, quer na sua génese.

Uma tendência incorrecta e presente em muitos estudos sobre vales submarinos é a de aplicar o termo *canhão* indiscriminadamente, para designar qualquer tipo de vale submarino (F. P. SHEPARD, 1965). Por isso, alguns autores (P. H. KUENEM, 1953; SHEPARD, 1965; J.R. VANNEY, 1973; C.A. KING, 1974) foram propondo sistemas classificativos que permitissem a sua distinção, baseando-se principalmente, na morfologia que os vales apresentam. Adoptamos para o nosso trabalho e para clarificação do conceito de *canhão submarino*, a classificação elaborada por F. P. SHEPARD e R. F. DILL (1966), associando-lhe o subgrupo dos canhões do tipo “*gouf*”. Escolhemos esta classificação porque ela resulta do trabalho comparativo mais vasto sobre o assunto, e também por ser dos autores que mais se dedicaram ao estudo destas formas submarinas.

---

<sup>1</sup> Síntese da dissertação de Mestrado em Ciências das Zonas Costeiras apresentada à Universidade de Aveiro, em Março de 1997.

\* Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

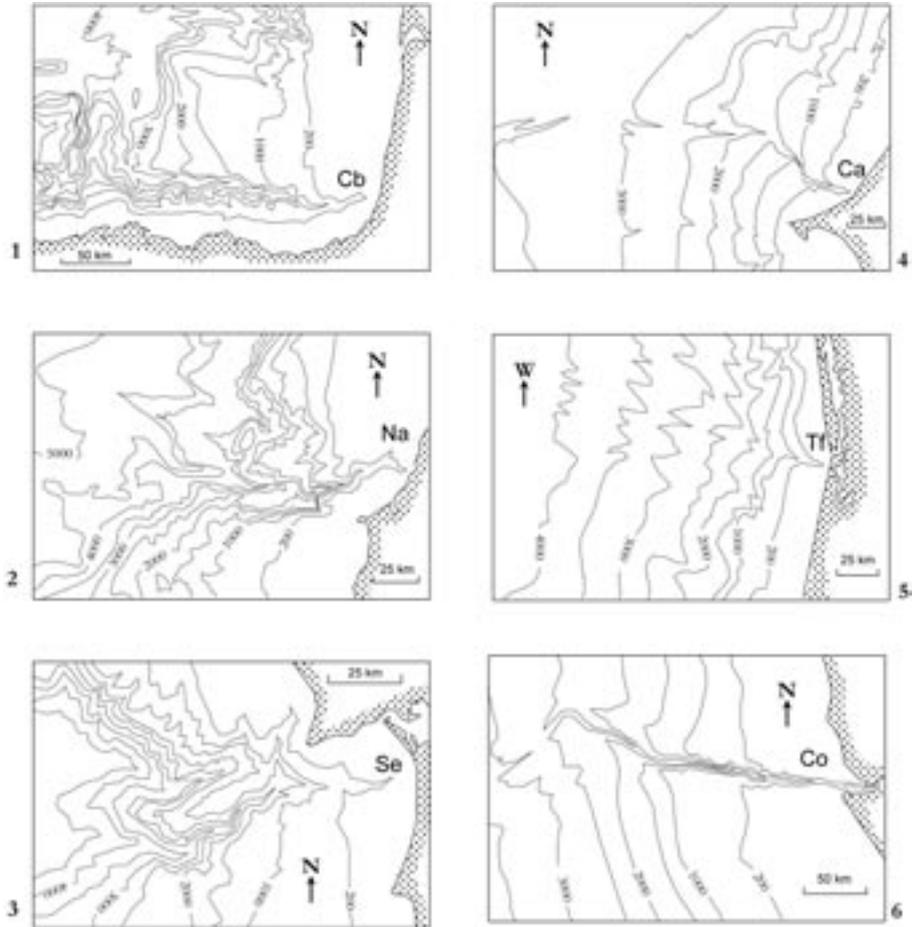
Segundo a referida classificação, podem-se distinguir oito tipos de vales submarinos, dada a diversidade de formas que podemos encontrar no tipo “canhão submarino”, este deve ser dividido em quatro subtipos, conforme está exposto no Quadro I.

**Quadro I - Os diferentes tipos de vales submarinos segundo F. P. SHEPARD e R. F. DILL (1966).**

Tipo	Características	Exemplos
1 - <i>Canhão submarino</i>	Profundas gargantas submarinas que entalham o talude continental e por vezes, a plataforma continental. Têm um elevado declive longitudinal, perfil em V, com paredes rochosas, altas e íngremes. Apresentam um curso sinuoso e podem ter ravinas tributárias. São formas de erosão e a sua origem está associada a fenómenos tectónicos, estruturais e à oscilação do nível marinho. Podem-se distinguir quatro subtipos: a) gargantas abruptas e pouco extensas que entalham o talude continental, e que possuem as cabeceiras junto do rebordo da plataforma continental; b) vales profundos e estreitos que se estendem pela plataforma e talude continental, e que possuem as suas cabeceiras junto da foz de um grande rio; c) vales semelhantes aos anteriores, mas com traçado dendrítico na secção superior e com as cabeceiras profundamente entalhadas no rebordo da plataforma continental; d) vales extensos (+ de 150 km) e profundamente encaixados no talude e plataforma continental. Constituem incisões isoladas, com poucos tributários e as cabeceiras são escavadas até muito próximo da linha de costa. Estão na maioria dos casos associados a importantes acidentes tectónicos. São denominados por canhões do tipo “ <i>gouf</i> ”.	Canhões da costa leste dos EUA, canhões do Mediterrâneo; Canhões do Mississipi, do Indo, do Ganges, do Hudson;  Canhões da costa sul da Califórnia;  Cabo Bretão (França), Nazaré e Setúbal (Portugal), Congo (Zaire), Trou-sans-fond (C. Marfim), Cayar (Senegal).
2 - <i>Vales de leque submarino</i>	Canais que sulcam os grandes leques submarinos associados à parte terminal dos grandes vales submarinos. Apresentam perfil em v ou em gamela e as paredes podem ser íngremes, mas não são rochosas, nem altas. Têm distributários, podem ser sinuosos e geralmente, as margens são formadas por diques sedimentares.	Surgem na parte terminal da maioria dos grandes vales submarinos: Congo, Amazonas.
3 - <i>Vales da plataforma</i>	Estendem-se pela plataforma continental e geralmente, não ultrapassam os 180 metros de profundidade. Por vezes, podem apresentar pequenas depressões ao longo do seu curso.	Existem um pouco por todas as plataformas continentais.
4 - <i>Gargantas glaciárias</i>	Vales em forma de gamela, com origem glaciária e que excedem geralmente, os 180m de profundidade. Apresentam regularmente largas depressões ao longo do seu curso. Têm tributários e distributários.	Costas sujeitas à acção de glaciares, vale do S. Lourenço (Canadá).
5 - <i>Vales em gamela na frente deltaica</i>	Vales em forma de gamela associados a deltas. Raramente apresentam tributários e não se encontram em afloramentos de rochas muito consolidadas.	Deltas do Mississipi, Níger, Indo e Ganges.
6 - <i>Ravinas do talude</i>	Pequenos vales descontínuos situados em áreas de talude estreito e íngreme. Carecem de tributários e estão associados a escarpas de falha submarinas ou a frentes deltaicas.	Zonas de talude estreito e íngreme (frente deltaica do Mississipi).
7 - <i>Vales de falha</i>	Associados a áreas tectonicamente activas. São vales estreitos, com poucos tributários e que estão relacionados com direcções estruturais ou falhas conhecidas, assemelhando-se a grabens ou rifts.	San Clemente (Califórnia), Ilhas Aleutas.
8 - <i>Canais dos fundos marinhos</i>	Encontram-se nas grandes profundidades marinhas, possuem o vale em forma de gamela, com paredes pouco elevadas e reduzido número de tributários. Alguns vales são paralelos à margem continental, podendo também, constituir o prolongamento de leques submarinos.	Planícies abissais do Atlântico médio.

Esta classificação ajuda-nos a distinguir os canhões de outros vales submarinos, bem como, a diferenciar a fisionomia dos canhões, nomeadamente, a dos “*goufs*” que são o nosso objecto de estudo e que possuem um conjunto de características diferentes dos demais.

Figura 1 - Cartas batimétricas simplificadas dos canhões do tipo “*gouf*”



Extraído de J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1990): Cabo Bretão (Cb) segundo S. LALLEMAND *et al.*, (1985); Nazaré (Na) segundo D. MOUGENOT (1989); Setúbal (Se) segundo D. MOUGENOT (1989); Cayar (Ca) segundo R. S. DIETZ *et al.*, (1968); Trou-sans-fond (Tf) segundo L. DROZ *et al.*, (1985); Congo (Co) segundo B. C. HEEZEN *et al.*, (1964).

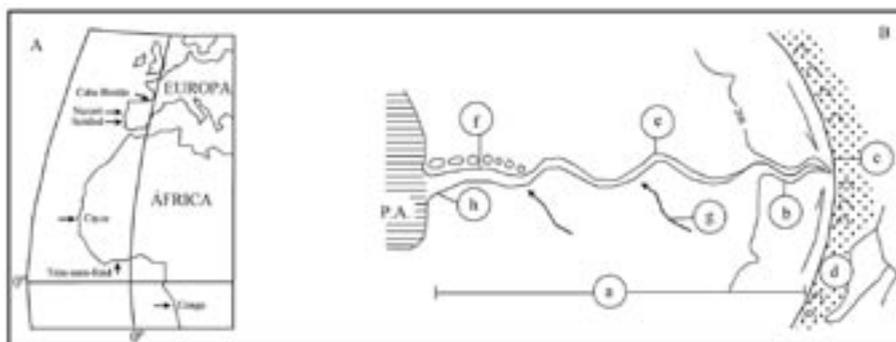
De entre todos os canhões submarinos, os de tipo *gouf* constituem o conjunto menos numeroso e o mais intrigante (F. SHEPARD, 1965; F. SHEPARD e R.F. DILL 1966; J. P. PINOT, 1970; J. R. VANNEY, 1973). A posição estranha das suas cabeceiras muito junto da costa (figura 1), sempre suscitou a curiosidade de vários investigadores, facto que implicou a formulação de várias explicações para a sua origem e manutenção. Somente

reconhecidos nas margens orientais do Atlântico desde o Golfo da Gasconha ao Golfo da Guiné, devem o seu nome ao profundo entalhe que afecta o Golfo da Gasconha, o *gouf* do Cabo Bretão (figura 1). Conhecido desde muito cedo, este canhão foi objecto de apuradas investigações que mostraram a sua originalidade, nomeadamente batimétrica, face a outros canhões submarinos (J. BOUCART, 1938; A. DAUVILLIER, 1961; L. BERTHOIS e R. BRENOT, 1962; W. NESTEROFF, 1968).

Segundo J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1990), estes canhões submarinos são o melhor exemplo “de um corpo morfológico adaptado à função planetária de grande evacuador de sedimentos, uma vez que são os únicos a estabelecer uma relação directa entre a costa e as profundidades abissais”.

Os canhões submarinos do tipo *gouf* distinguem-se pela associação das seguintes características (figura 2 e quadro II):

**Figura 2 - A) - localização dos *goufs* Atlânticos; B) - esquema representativo das particularidades morfológicas de um *gouf*; as letras do esquema são legendadas no texto que se segue.**



(segundo J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990).

- a) são longos (mais de 200 km de comprimento) e possuem um fraco declive longitudinal (entre 1 e 2‰);
- b) apresentam um trajecto solitário de várias dezenas de quilómetros por quase toda a plataforma continental;
- c) possuem uma cabeceira isolada e profundamente escavada junto da linha de costa, no local onde se realiza a convergência de derivas litorais;
- d) possuem adjacente à cabeceira, uma costa baixa e côncava, geralmente, aluvionar ou dunar;
- e) têm um leito sinuoso, modelado pelas areias transportadas pelas derivas litorais;
- f) apresentam um curso final ladeado de acumulações sedimentares, geralmente, dissimétricas;
- g) possuem curtas ravinas que constituem os seus raros tributários;
- h) apresentam uma passagem insensível para a planície abissal que se faz na maioria dos casos, sem intermédio de um leque submarino profundo,

elemento que geralmente se encontra na saída de canhões escavados por grandes rios.

**Quadro II - Características morfométricas dos canhões do tipo *gouf* (segundo J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990).**

Nome Localização	Extensão (km)	Declive médio (%)	Declive máximo (%)	Distância Cabeceira - Linha costa (km)	Profundidade da cabeceira (m)	Profundidade terminal (m)	Tipo de costa	Largura da plataforma continental (km)
Cabo Bretão (França)	230	1,6	7	0,4	100	4000	baixa e dunar	50
Nazaré (Portugal)	227	2,2	8,2	0,3	50	5000	baixa e dunar	35
Setúbal (Portugal)	150	2	15	5	70	3800*	aluvial e estuarina	15
Cayar (Senegal)	200	1,6	10	0,2	<50	4500	baixa e dunar	10
Trou - Sans - Fond (Côte- d'Ivoire)	200	2,1	12	0,2	50	4300	baixa e lagunar	20
Congo (Zaire- Angola)	420	1	15	cabeceira no estuário	>500 saída estuário	4000	baixa e estuarina	55

\* 4500 segundo levantamentos batimétricos mais recentes.

A partir do exame comparativo dos *goufs* podem-se destacar algumas características gerais que permitem definir o seu lugar na morfogénese submarina (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990):

1) os *goufs* são repostas morfológicas a duas causas dominantes: à estrutura, como é o caso dos *goufs* europeus que se localizam no prolongamento de grandes acidentes tectónicos reconhecidos no continente (G. BOILLOT *et al.*, 1974); e à excessiva acumulação sedimentar costeira, suficiente para alimentar uma erosão marinha possante, como acontece nos *goufs* africanos (R. S. DIETZ *et al.*, 1968; F. P. SHEPARD *et al.*, 1973);

2) os *goufs* expressam a actuação de processos enérgicos até atingirem a sua forma actual. Têm uma evolução que por vezes é difícil de estabelecer (dada a escassez de dados sobre alguns), e mantêm uma relação contínua entre as áreas litorais e abissais (B. C. HEEZEN *et al.*, 1964);

3) o trabalho de erosão submarina foi complementado ao longo do tempo, pelos contributos litorais e fluviais que se intensificaram durante as grandes oscilações do nível do mar, como acontece no canhão do Congo, em que a cabeceira se situa na embocadura do rio que lhe dá o nome. Contrariamente a este canhão, a participação dos agentes fluviais na modelação do canhão da Nazaré foi praticamente inexistente, e por isso, não será aceitável a distinção entre *goufs* fluviais e não fluviais;

4) os *goufs* tenderão a ajustar a sua forma ao exercício óptimo da função transportadora. A morfologia ideal será a de uma caleira, o menos sinuosa possível, como acontece nos *goufs* africanos, dos quais o Congo é o melhor exemplo. Comparativamente a este modelo, os canhões da Nazaré e de Setúbal que possuem meandros aprisionados nos cursos superior e médio, ainda não atingiram um tal grau de desenvolvimento.

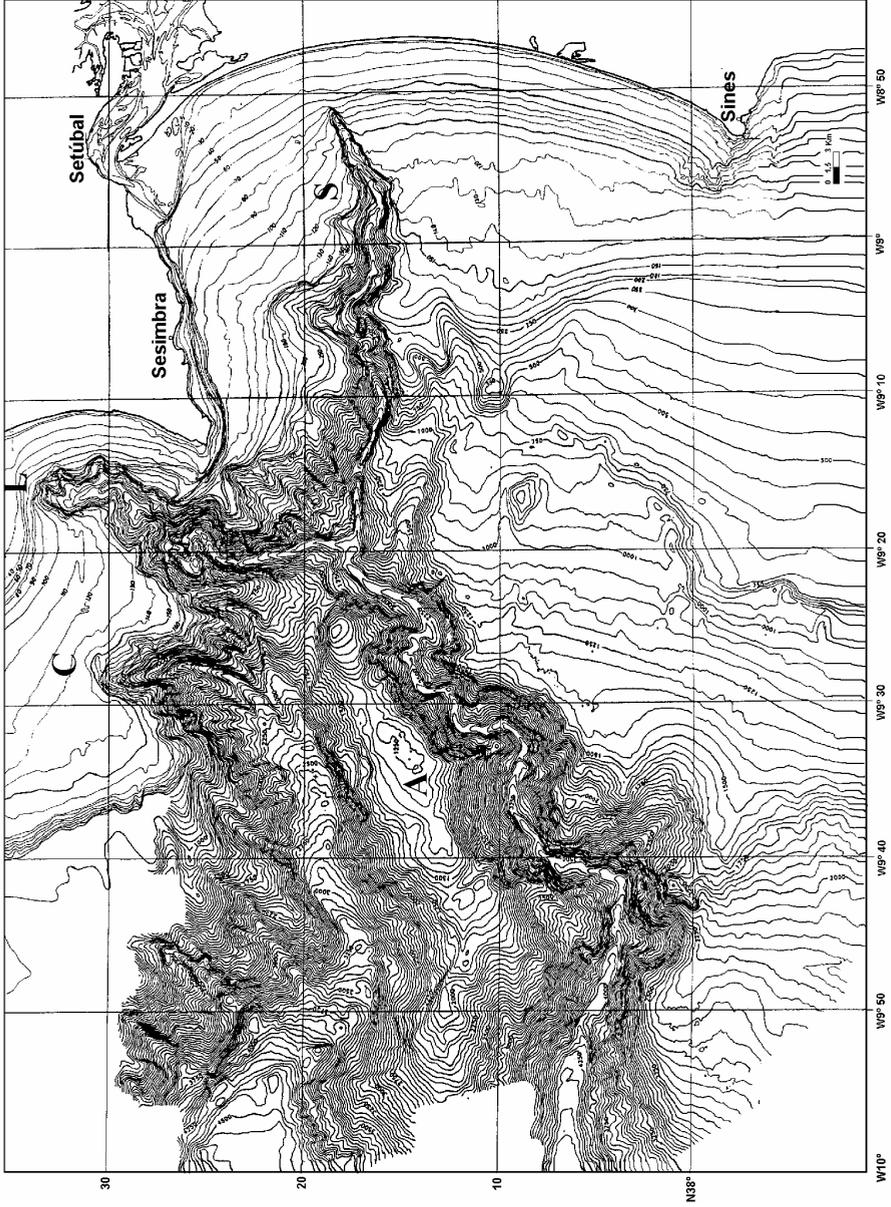
### 1.1 - Os canhões estudados

Um dos elementos morfológicos mais impressionantes da margem continental portuguesa são os canhões submarinos que existem frente à Nazaré e a Setúbal (figura 3). Conhecidos pelo menos, desde o início do século (Cartas Litológicas e Submarinas dos Fundos de Portugal, 1921-1940), sempre despertaram a curiosidade dos investigadores “marinhos” e “terrestres”, pois de imediato, se percebeu o seu forte relacionamento com as características geológicas continentais.

A cartografia disponível para alguns *goufs* é ainda sumária e parcial (figura 1), já que resulta de sondagens baseadas na reflexão sísmica simples (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990). Destacam-se por isso os *goufs* portugueses, por terem sido objecto de uma cartografia de precisão, efectuada por investigadores franceses, ao que se pode juntar vários trabalhos directa ou indirectamente relacionados com estas estruturas morfológicas, dos quais salientámos:

- a sondagem multifeixe *Sea-Beam* de todo o canhão da Nazaré (aproximadamente, 2500km de levantamentos efectuados em 1982 e 1983; GROUPE TRANSMARGE, 1982);
- as sondagens convencionais muito densas da parte superior dos dois canhões, realizadas pelo Instituto Hidrográfico;
- os perfis de reflexão sísmica (+ de 3000km) sobre a margem portuguesa realizados entre 1971 e 1982 (P. MUSELLEC, 1974; G. BOILLOT *et al.*, 1975,b; G. COPPIER, 1982; D. MOUGENOT, 1989);
- os perfis de sondagem lateral Glória sobre a margem portuguesa (J. GARDNER e R. KIDD, 1987).

Figura 3 - Carta batimétrica da área dos três canhões composta a partir das sondagens do Instituto Hidrográfico (plataforma continental) e do IFREMER (talude continental). A - planalto de Albuquerque; C - canhão de Cascais; L - canhão de Lisboa; S - canhão de Setúbal.



### 1.2 - *A génese e evolução dos canhões no quadro da margem continental portuguesa*

Após os movimentos tardi-hercínicos que fragmentaram o Maciço Hespérico, formaram-se dois *rifts* perpendiculares intracontinentais que prefiguram os litorais ocidental e meridional de Portugal. Originaram deste modo, a formação de duas bacias sedimentares, a Lusitânica a ocidente e a Algarvia, a sul. É sobre estas estreitas e compridas fossas subsidentes que se vão acumular milhares de metros de depósitos mesozóicos (siliciosos, carbonatados e evaporíticos), criando-se as condições para que ocorressem os fenómenos diapíricos das orlas sedimentares portuguesas (S. DAVEAU, 1987).

Numa primeira fase, entre o Triássico e o Cretácico Superior, a margem continental portuguesa evolui em distensão (figura 4, esboços A e B), para posteriormente, do Cretácico terminal ao final do Terciário (figura 4, esboços C e D), ser sujeita a um regime geral de compressão que se relaciona com a aproximação da microplaca Ibérica, ora da africana, ora da europeia, apesar de se registarem alguns períodos de distensão (A. R. PEREIRA, 1992). Durante a fase distensiva, duas etapas resumem a separação da Ibéria das placas circundantes. No Jurássico, a Ibéria individualiza-se no seio do bloco América-Europa, por uma distensão intracontinental que resulta no Titoniano, na abertura oceânica da Planície Abissal do Tejo (figura 4A). Mas esta separação para norte foi limitada pela cunha formada pela América e a Europa. Afastando-se da América, com a abertura do Atlântico central, a África desliza ao longo da Ibéria, num total de 1200km e afasta-se ligeiramente desta, 150km segundo D. MOUGENOT (1989).

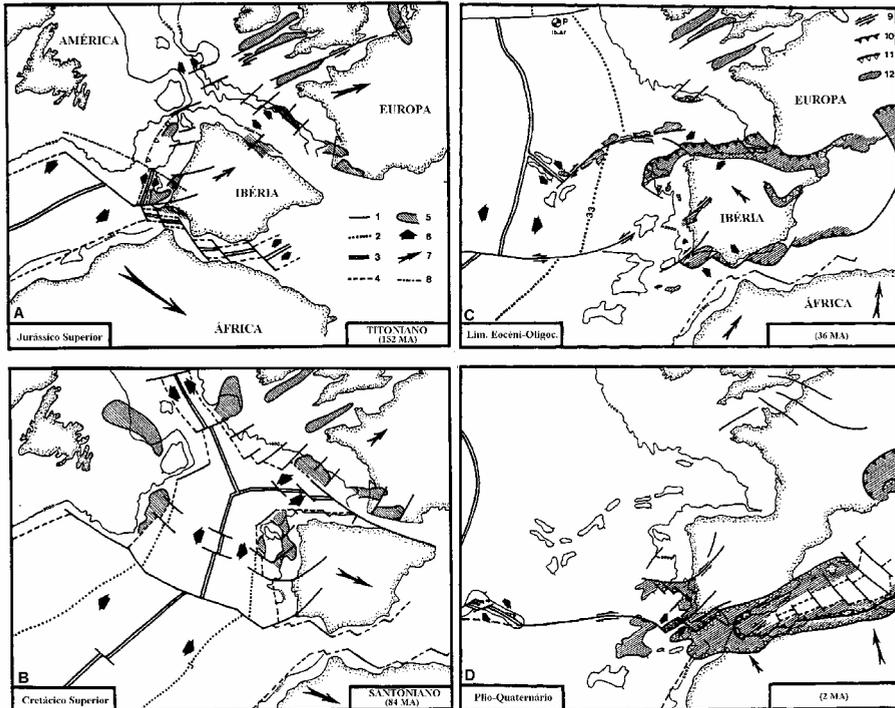
No Cretácico, à medida que se concretiza a separação da América e da Europa, a Ibéria torna-se solidária com África, deslocando-se para SE (figura 4B). O deslizamento entre a África e a Europa (no total de 2000km), é também sentido no norte da placa ibérica, com a abertura do Golfo da Gasconha. Destes dois movimentos contraditórios da Ibéria (para NE e depois para SE), resultou sobre as margens norte e sul da Península Ibérica, uma grande obliquidade entre as direcções da primeira distensão intracrustal e as direcções de acreção oceânica (D. MOUGENOT, 1989).

Neste período em que a margem portuguesa evolui em distensão, forma-se durante o Jurássico, a primeira plataforma e um talude incipiente, mas apenas no decurso do Cretácico, se definem claramente estas duas unidades geomorfológicas (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981; A. R. PEREIRA, 1992).

A partir do final do Cretácico, a microplaca Ibérica vai evoluir principalmente, em compressão, separando o acidente da Nazaré dois domínios geoestruturais diferentes. A norte, gera-se um movimento compressivo (N/S), em consequência da colisão da microplaca ibérica com a placa europeia (figura 4C), de que resultará o começo do levantamento das serras do norte da península e das montanhas submersas da Galiza (G. BOILLOT *et al.*, 1979). Este episódio tectónico, dos finais do Cretácico-Eocénico, é contemporâneo do

movimento dextrógeno da microplaca ibérica induzido pelo deslocamento para norte, da placa africana, cujos reflexos se manifestaram, em toda a bacia mediterrânea e na Europa, culminando com a tectogénese pirenaica, a subducção e o fecho do Golfo da Gasconha (A. R. PEREIRA, 1992).

**Figura 4 - Evolução da margem continental portuguesa. 1 - falha com direcção transformante; 2 - anomalia magnética; 3 - crista oceânica; 4 - limite oceano/continente; 5 - bacia subsidente; 6 - movimento relativo às fronteiras de placas; 7 - direcção e importância do movimento relativo, em relação à América supostamente fixa; 8 - forte descontinuidade no solo; 9 - desligamento; 10 - subducção, colisão ou sutura; 11 - cavalgamento intraplaca; 12 - zona deformada.**



(segundo D. MOUGENOT, 1989)

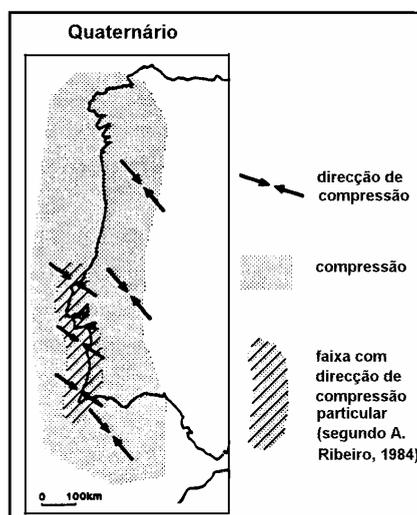
A sul predominam fenómenos de distensão, comprovados pela formação do complexo vulcânico de Lisboa, pelo início da subsidência que individualizou a bacia cenozóica do Tejo-Sado, pelo jogo das falhas do Baixo-Tejo e da Messejana (A. M. GALOPIM de CARVALHO *et al*, 1983-85), e pela actividade magmática no litoral algarvio (J. C. GRILLOT e C. ALMEIDA, 1981-82).

A convergência entre a África e a Europa (aproximadamente, 400 km), inicia-se no Campaniano, provocando subducções, seguidas de colisões da microplaca ibérica a norte (contração de 150 km) e no sul (contração de 250 km). No fim do Eocénico, quando a sutura das placas Europeia e Ibérica está praticamente terminada ao longo dos Pirinéus, a subducção de África sobre a Ibéria é acelerada (D. MOUGENOT, 1989).

A colisão destas duas placas interfere rapidamente nas zonas internas das Cordilheiras Béticas que se erguem para W (Oligocénico), formando o Arco de Gibraltar (Miocénico). A deformação vai-se propagar para ocidente, em particular, ao longo da margem portuguesa até ao acidente da Nazaré (D. MOUGENOT, 1989), produzindo a ocupação do fundo do Golfo de Cadiz pelo lento escoamento de séries alóctenes, que formam actualmente, o olitostroma de Gibraltar. Na outra extremidade da linha Açores-Gibraltar, o movimento relativo Ibéria-África está na origem da abertura da Dorsal dos Açores (D. MOUGENOT, 1989).

Os estudos desenvolvidos na margem meridional ibérica e setentrional africana, parecem revelar que o início da subducção da placa africana dirigido para norte, segundo uma direcção geral E-W, é anterior ao final do Oligocénico (P. TAPPONIER, 1977; J. MALOD, 1980).

Figura 5 - Regime compressivo no Quaternário, da margem portuguesa.



(segundo A. R. PEREIRA, 1992)

No Miocénico inferior e médio, dar-se-á um regime distensivo, N/S a NE/SW ao norte da Estremadura e E/W no Algarve. C. LEPVRIER e D. MOUGENOT (1984), assim como D. MOUGENOT (1989), pensam poder correlacioná-lo com a fase de distensão que afectou todo o sul da Península Ibérica, do Burdigaliano ao Tortoniano, e que ocasionou a subsidência da plataforma continental, bem como, a transgressão da Bacia do Tejo que culmina no Miocénico médio (M. T. ANTUNES *et al.*, 1981).

No Neogénico, a plataforma continental sofreu um intenso afluxo de sedimentos de que resultou um processo de progradação que se viria a traduzir na elaboração da actual plataforma continental, em consequência da diferenciação geomorfológica que se começa a esboçar no final do Cretácico (A. R. PEREIRA, 1992).

Na microplaca ibérica e nos bordos do mar de Alboran, estabelece-se após o Miocénico médio, um regime de deformação intracontinental que se caracteriza por uma compressão NW/SE, em que se intercalam curtos episódios de distensão (figura 4D).

Segundo A. RIBEIRO (1986), durante o Quaternário estará a desenvolver-se, em direcção a norte, um novo acidente de subducção de direcção meridiana (figura 5), possivelmente, localizado na base do talude continental, a oeste da Península Ibérica, em que o fundo oceânico estará a mergulhar sob a península. Esta subducção explica a ocorrência, a certa profundidade, do hipocentro de alguns sismos, ao longo da costa ocidental portuguesa (A. RIBEIRO e J. CABRAL, 1989).

### 1.2.1 – Evolução geomorfológica do canhão da Nazaré

As regras e os problemas da evolução do canhão da Nazaré têm a sua resposta nas solicitações estruturais e no alongamento do leito (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990). O jogo mais antigo parece dar-se no Cretácico, em que o acidente da Nazaré separava dois domínios geoestruturais diferentes, como já foi anteriormente referido. O rejogo Eocénico foi suficientemente importante, para que no Luteciano existisse sobre o actual canhão, um vale de ângulo de falha (H. REGNAULD, 1987). A evolução seguinte pode ser sintetizada em três fases.

Fase I - O testemunho mais antigo da existência de um canhão localizado sobre o acidente da Nazaré, é constituído por uma formação sedimentar endurecida, datada do Estampiano. A configuração desta superfície permite reconstituir a forma do vale, no início do Miocénico médio (figura 6, IA). O canhão era então modelado sobre o fundo de um leito mais curto, mais largo, o seu eixo estaria deslocado para norte, e seria mais rectilíneo que o actual (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990).

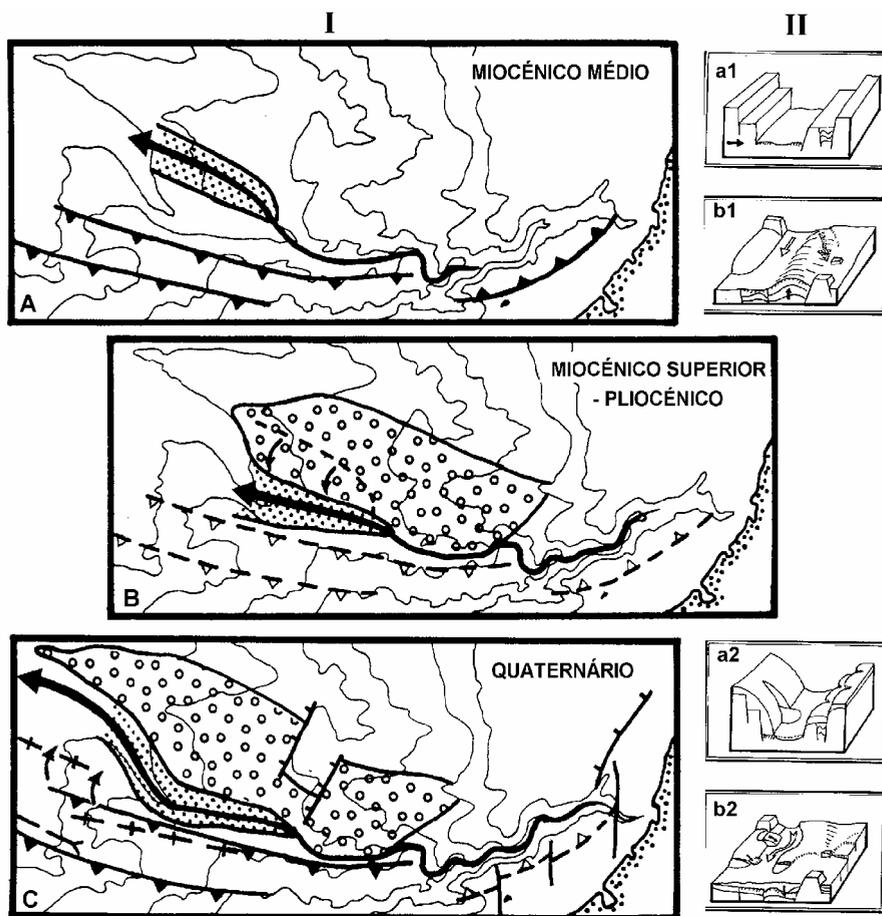
A natureza e as dimensões deste leito, provam que ele era percorrido por um volumoso e vigoroso trânsito particulado. A actividade morfológica intensa que se exercia, relacionava-se directamente, com uma activa instabilização gravitária do talude continental, soerguido (figura 6, IIa1) por uma compressão lateral e que adquiriu, uma fragmentação muito aproximada da situação presente (H. REGNAULD, 1987; J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990).

Ao material afluente das vertentes em plena juventude, juntava-se a carga libertada pelo desgaste activo da plataforma continental, onde o rebordo já deveria estar entalhado. Nesta altura, o canhão terminava na planície abissal, sem leque submarino nem diques marginais.

Fase II - No Miocénico superior e no Pliocénico, a relativa acalmia tectónica permitiu um desgaste muito activo que se manifesta de modo diferenciado: a montante, pelo aprofundamento e recuo prováveis da cabeceira do canhão, até metade da plataforma (figura 6, IB), graças à degradação do maciço compressivo das Farilhões; para jusante, pela construção da possante acumulação turbidítica que formou a Crista Gil Vicente, eventualmente, com

contributos do cânhão de São Pedro, a norte. A esta superalimentação sedimentar da margem direita, pode ser imputada a degradação gravitária, que afecta o deslocamento correlativo do leito para sul, e como consequência, o ataque da outra margem recentemente sobrelevada.

Figura 6 - BLOCO I - Evolução geo-estrutural do cânhão da Nazaré, no Neogénico. Observa-se o crescimento centrífugo do vale e a sua migração lateral, submetida aos efeitos contraditórios de desenvolvimento para sul, da crista sedimentar, e a propagação para norte, das deformações compressivas. A ponteado: fundo endurecido no eixo do vale (seta); círculos: crista sedimentar. BLOCO II - evolução do alto curso (a), e da desembocadura abissal do cânhão da Nazaré (b). Seta a cheio - movimento gravitatório ou tectónico; Seta a ponteado - trajecto dos fluxos turbidíticos.



BLOCO I - adaptado de D. MOUGENOT, 1989; J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990. BLOCO II - adaptado de H. REGNAULD, 1987.

Fase III - Os estados quaternários que resultaram no alongamento e distorção do leito, foram instaurados por uma última fase de estruturação do talude continental. Na margem meridional, os movimentos foram compressivos

(figura 6, IC), soerguendo antigas estruturas, caso das cristas Pacheco Duarte e Egas Moniz (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990). Estas cristas progrediram para norte, anexando ao talude, territórios da antiga planície abissal e acentuando o deslocamento do curso inferior para a direita (fig. 6, IIb2). Comprimido pela elevação a sul, e a acumulação a norte, o leito terminal é um enclave residual da antiga planície abissal Ibérica, que um ínfimo declive longitudinal actual, ainda recorda. O talude continental na margem norte vai adquirir a presente configuração, com blocos desnivelados por falhas normais submeridianas.

H. REGNAULD (1987), acrescenta que nesta última fase, a planície abissal Ibérica bascula progressivamente para sul, continuando um movimento de subsidência conhecido do Eocénico ao Miocénico médio (J. L. AUXIETRE e J. P. DUNAND, 1978). Por isso, a parte final do canhão alonga-se para sul, por alguns canais meridianos e a carga sedimentar dispersa à saída do *gouff*, não pôde construir um cone de dejectão, acumulando-se numa vasta planície aluvionar. Uma parte da margem norte, definida como um interflúvio abateu, desviando o curso do canhão. E assim, enquanto que a vertente sul é erodida, a vertente norte progride por erosão gravitária (fig. 6, IIb2).

Ao nível da plataforma, a segmentação do maciço dos Farilhões permitiu que a forte erosão remontante triunfasse sobre os últimos obstáculos, desenhados entre a cabeça do canhão e a costa. A taxa de erosão vertical foi reduzida pelas oscilações sucessivas do nível marinho e do clima, e pelo nivelamento final da plataforma continental, apesar dos fenómenos que periodicamente, afectaram o volume sedimentar afluyente à cabeceira do canhão. J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1990), pensam que a concentração linear do fluxo sedimentar e de todos os abatimentos gravitários, aliados à vantagem de ser uma artéria única, são os factores que possibilitaram a abertura do *gouff*, através de uma potente sobreescavação vertical e do recuo da sua cabeceira, em forma de catarata.

Os mesmos autores, sustentam que o fenómeno poderia ser cumulativo, no sentido em que cada porção da plataforma reconquistada pelas correntes de maré e ondas, reforçava o débito sólido transitável no curso a montante, tornando-o mais competente para prosseguir a erosão. Após a Transgressão Flandriana (6000 anos AP), pensa-se que o seu recuo é ainda sensível (aproximadamente, 50 km), se compararmos a posição da cabeceira, com os níveis de abrasão identificados na plataforma situados entre -80 e -100 m, atribuídas ao estacionamento da linha de costa, durante a glaciação Wurmiana (P. MUSELLEC, 1974).

H. REGNAULD (1987), conclui que um *gouff* não fluvial, como o da Nazaré, corresponde a um canhão que tendo inicialmente a sua fonte no rebordo da plataforma continental, durante a subida do nível marinho foi recuando a sua cabeceira pela plataforma. No entanto, tiveram que se reunir duas condições para que se realizá-se esta profunda erosão: a) a costa forneceu areias em abundância que funcionaram como agente de escavação; b) as derivas

litorais convergiram, causando um corrente de retorno que funcionou como motor da escavação.

### 1.2.2 – Evolução geomorfológica do canhão de Setúbal

A subordinação estrutural do *gouf* de Setúbal é ilustrada pela sua posição geográfica, uma vez que se localiza na área onde se cruzam acidentes tectónicos importantes, casos do alinhamento do Tejo e da falha de Grândola. No entanto, esta relação não está tão bem documentada como no caso do canhão da Nazaré (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981). O que se conhece, é a evolução paleogeográfica da área que nos ajuda na interpretação da possível evolução do *gouf*, principalmente, as etapas mais recentes, dada a presença de elementos morfológicos e litológicos, que permitem localizar alguns episódios fundamentais da sua génese. A evolução do *gouf* de Setúbal, também pode ser sintetizada em três fases.

Fase I - O curso médio do *gouf* corresponde provavelmente, a um corredor tectónico que formava o antigo canhão que desgastava o talude, ao longo da dobra principal da Arrábida, no Burdigaliano (figura 7A). Este vale evacuava os produtos da superfície de erosão infra-tortoniana, e seria também alimentado por um antigo curso de água que recolheria no Miocénico, as águas do Sado e do Tejo que circulava a este da Arrábida (D. MOUGENOT, 1976; G. COPPIER, 1982).

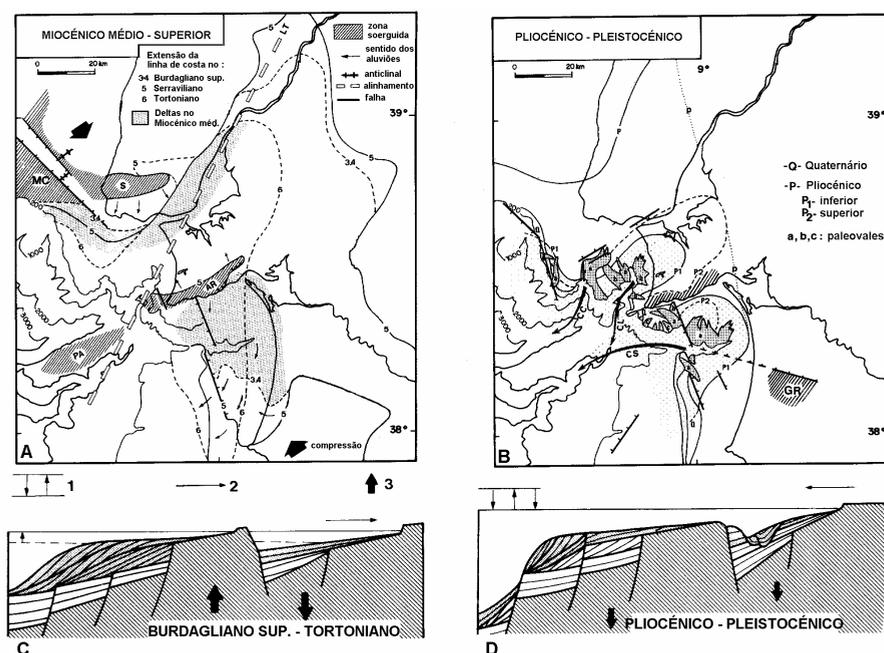
Nesta época, a plataforma sofre uma subsidência (figura 7C) e é coberta por deltas prográdantes para sul que ultrapassam a cabeceira do canhão de Setúbal, que na altura não existia. Os aluviões que alimentavam estes deltas provinham das áreas soerguidas pela compressão Miocénica, a cadeia da Arrábida, a montanha de Camões, o Maciço de Sintra e o planalto de Afonso de Albuquerque (D. MOUGENOT, 1989).

Fase II - Do Messianano ao Pleistocénico (figura 7B), numerosas oscilações eustáticas modificaram profundamente a paleogeografia da área, continuando o recuo do canhão pelo talude e começando a reunirem-se as condições, para se formar o curso superior. Vários episódios de ravinamento sucedem-se, ao ponto de constituírem um enredo complexo de paleovales bem visíveis nos inúmeros perfis sísmicos realizados na área. Mas para uma grande parte, o traçado das ravinas, bem como o recuo das cabeceiras dos canhões (entenda-se Setúbal, Lisboa e Cascais), é controlado pelo rejogo de antigas falhas (alinhamento do Tejo, falha de Grândola) que estiveram activas desde o fim do Miocénico (fase de distensão). Os afloramentos pliocénicos (figura 7B), desenham dois golfos em redor dos canhões de Lisboa e de Setúbal, mas os vastos aplanamentos pliocénicos que cobrem a Estremadura e mesmo a cadeia da Arrábida, mostram que o mar era bastante mais extenso nesta época, do que indicam os afloramentos (D. MOUGENOT, 1989).

Fase III - No coração da plataforma constata-se que o vale é inteiramente escavado no seio do Pliocénico, cujas camadas progrídem para sul nas duas margens do canhão (G. COPPIER e D. MOUGENOT, 1982). Por isso, o

curso superior do canhão foi escavado depois do estabelecimento da rede de paleovales quaternários, dispostos em ramos afluentes na sua margem setentrional. Deduz-se desta forma, que o entalhe actual não existiria no Pliocénico e que o recuo da cabeceira do canhão de Setúbal pela plataforma é desse modo, um acontecimento quaternário (Figura 7B).

Figura 7 - As etapas da evolução paleogeográfica da região de Lisboa, no Neogénico. Cartas: - No continente, limite das transgressões segundo M. T. ANTUNES (1980); no mar, limites (de erosão) deduzidos a partir dos afloramentos das diferentes camadas. AR - cadeia da Arrábida; BE - bacia da Ericeira; CC - canhão de Cascais; CL - canhão de Lisboa; CS - canhão de Setúbal; GR - maciço de Grândola; LT - alinhamento do Tejo; MC - montanha de Camões; PA - planalto de Albuquerque; S - maciço de Sintra. Cortes geológicos esquemáticos relativos à evolução paleogeográfica representada nas cartas. (1) - variação relativa do nível marinho; (2) - transgressão ou regressão; (3) - movimento tectónico.



Segundo G. COPPIER e D. MOUGENOT (1982).

Neste período recente também se dá o soerguimento dos maciços de Grândola, da Arrábida e da Estremadura. As deformações do Pliocénico marinho e dos depósitos de rãna vilafranquianos (A. RIBEIRO, 1980) testemunham a compressão (figura 7D). A erosão destes relevos soerguidos, está na origem dos importantes fornecimentos detríticos que vão contribuir para a abrasão da plataforma, para a escavação de ravinas e recuo das cabeceiras dos canhões (D. MOUGENOT, 1989). O curso superior do canhão, verdadeiramente sobreposto às formações progressivas miocénicas provenientes da Arrábida, não parece assim, estar subordinado à estrutura, excepto, se tivermos em conta que a cabeceira actual parece localizar-se no

enfriamento da falha de Grândola, acidente activo em tempos Plio-Quaternários (D. MOUGENOT, 1989). Concluindo, esta terceira fase compreende a forte erosão remontante que permitiu a formação do curso superior do canhão de Setúbal, até à intervenção de processos fluviais e litorais que actualmente mantêm os talwegues.

Quadro III - Síntese da evolução da margem e dos *goufs* portugueses.  
 (baseado nos trabalhos de J.R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981; H. REGNAULD, 1987; D. MOUGENOT, 1989; A. R. PEREIRA, 1992)

IDADE		Litoral	margem portuguesa	canhão da Nazaré	canhão de Setúbal
(2 Ma)	QUAT PLST	↑	- subducção na base do talude continental sul da Península Ibérica - remobilização dos dipiros - soerguimento dos blocos litorais (Serra de Grândola, Arrábida) - compressão ao norte da Nazaré - remobilização intraplaca pela colisão África/Ibéria - retoques na plataforma continental	- preenchimento dos paleovales - recuo da cabeceira pela plataforma - alongamento e distorção do leito - deslamentos na margem norte - soerguimento da margem sul	- recuo da cabeceira pela plataforma continental - preenchimento dos paleovales - formação do curso superior - soerguimento do maciço da Arrábida e da serra de Grândola
QUATERNÁRIO		↑			
PLIOCÉNICO (5 Ma)	PLIC	↓		- formação de paleovales na plataforma continental - edificação por fluxos turbidíticos da Crista Gil Vicente - forte actividade turbidítica - aprofundamento e recuo da cabeceira até metade da plataforma continental - forte erosão do vale	- formação duma rede de paleovales na plataforma continental - recuo da cabeceira no talude - forte erosão do vale no talude - oscilações eustáticas
MIOCÉNICO	SUP	↑	- rejogos nos acidentes tardi-hercínicos - cavalgamento de Arrábida		
MIOCÉNICO (25 Ma)	MED INF	↑ ↓	- cavalgamentos nos acidentes tardi-hercínicos (Arrábida, Nazaré, cordilheira central) - subducção Ibéria/África a oeste - compressão no acidente da Nazaré - formação da plataforma actual - progradação de sedimentos na plataforma	- rejuvenescimento das escarpas - entalhe do rebordo da plataforma - canhão mais curto, mais largo e rectilíneo - escavação do canhão - talude a sofrer fragmentação provocada pelos movimentos compressivos	- formação de um vale no talude - abertura de corredores tectónicos - erosão do maciço da Arrábida - soerguimento do planalto de Albuquerque - camadas do Burdigalio enterrado sobre a plataforma para sul
(40 Ma) OLIGOCÉNICO (65 Ma) EOCÉNICO		↑	- basculamentos e diapirismo - colisão Ibéria/África - emersão da plataforma - fecho do golfo da Gasconha - soerguimentos compressivos no norte da península Ibérica - colisão Ibéria/Europa	- delimitamento do canhão - superfície de erosão estampaniana - colmatação parcial do vale - vale de ângulo de falha - separação de dois domínios geosstruturais pelo acidente da Nazaré	- delimitamento do canhão ??



## 2. A análise geomorfológica de pormenor dos *goufs* da Nazaré e de Setúbal

### 2.1 - Traços gerais da morfologia

A interpretação dos traços gerais da morfologia submarina, das áreas dos *goufs* portugueses, resulta de três análises: a hipsometria, os declives e os perfis transversais.

#### 2.1.1 - Esboço hipsométrico

Mediante a análise do esboço hipsométrico referente à área do canhão da Nazaré (figura 8), podemos identificar as principais características do relevo submarino que passaremos a discriminar:

a) a expressiva e isolada incisão que o canhão estabelece no talude continental e na plataforma, com as cabeceiras localizadas a 500m da praia da Nazaré;

b) a diferença na largura e orientação do conjunto formado pelo talude/plataforma continental, para as duas margens do canhão; a norte, o conjunto é mais largo e orientado N/S, enquanto que a sul, ambos se estreitam e seguem uma orientação geral, ENE/WSW;

c) o talude continental a sul do canhão, é mais abrupto e menos regular;

d) o traçado em baioneta do curso médio que evidencia uma forte meandrização;

e) a partir dos 4000 metros de profundidade, o fundo do canhão regulariza-se e o seu vale alarga-se, quase perdendo a sua individualidade nos locais próximos da Planície Abissal Ibérica;

f) o Vale da Berlenga que representa um ligeiro entalhe na plataforma continental, a sul do canhão, assemelha-se a um afluente, mas não o é de facto, uma vez que termina numa depressão vizinha do canhão;

g) o Monte Freire de Andrade, isolado no talude médio e inferior, constitui uma elevação destacada que interrompe o declive geral do talude continental.

É ainda sugerido pelo esboço, a existência de patamares no talude continental, um para cada margem do canhão, o Terraço Fleury a sul, e o Terraço Norte (denominação nossa). Curioso é notar que estão separados pelo canhão (formando desse modo, os interflúvios nesta área), e desnivelados cerca de 1000 metros, sendo o Terraço Fleury o mais baixo. Pelos dados existentes, estas áreas correspondem a extensos blocos abatidos limitados por falhas nos seus bordos, mas também consideramos a hipótese, de já terem constituído uma única superfície, antes da abertura do canhão no talude continental. Talvez a intervenção dos movimentos compressivos posteriores, explique o desnivelamento que os dois terraços apresentam. A mobilização da falha da Nazaré que delimita o bordo norte do Terraço Fleury, poderá explicar

este desajuste altimétrico, relativamente ao terraço da margem direita do canhão.

Figura 8 - Esboço hipsométrico da área do canhão da Nazaré (CN). CGV - Crista Gil Vicente, CPD- Crista Pacheco Duarte, CSP - canhão de São Pedro, MFA - Monte Freire de Andrade, VCh - Vale Choffat, TF - Terraço Fleury, VB - Vale da Berlenga.

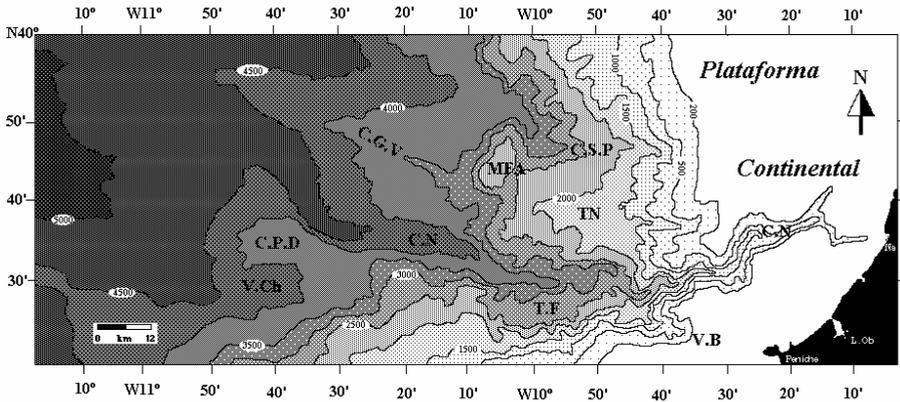
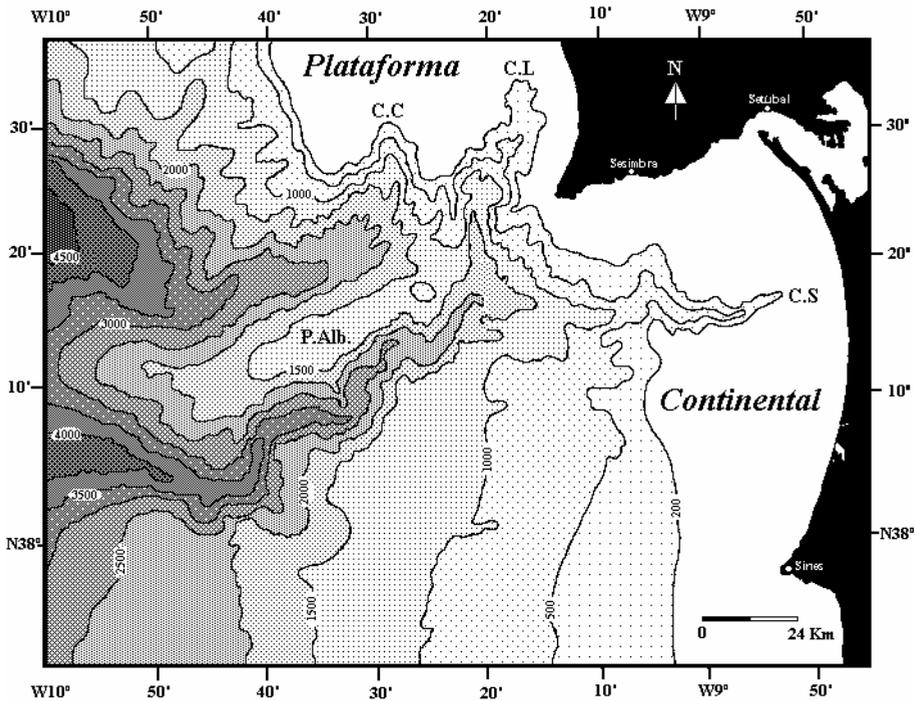


Figura 9 - Esboço hipsométrico da área dos três canhões. CC - canhão de cascais, CL - canhão de Lisboa, CS - canhão de Setúbal, P. Alb. - Planalto de Albuquerque.



Quanto ao esboço hipsométrico da área do canhão de Setúbal (figura 9) vemos que:

a) os canhões de Setúbal e Lisboa entalham profundamente o talude e a plataforma continental;

b) o canhão de Cascais apresenta um grande desenvolvimento no talude continental, constituindo a partir dos 1500m, um vale largo;

c) o canhão de Setúbal tem um nítido traçado em baioneta, principalmente no talude continental, facto que alude à sua componente estrutural, tal como já foi notado por F. P. SHEPARD (1977);

d) a separar o sistema canhão de Setúbal/Lisboa, do canhão de Cascais, temos uma elevação que se prolonga quase até à vertente continental, o Planalto de Afonso de Albuquerque. A regularidade e extensão do seu topo (acima dos 1500m), é relevante. Esta elevação pode ser dividida em três sectores (relativamente à orientação que assumem, um N/S, outro NE/SW e o final E/W), que acompanham o traçado dos três canhões, desde a plataforma continental até à Planície Abissal do Tejo;

e) junto do troço superior do canhão de Lisboa, a plataforma torna-se exígua e existe um paralelismo entre a orientação do traçado da linha de costa e o traçado do canhão, factos que apontam para uma ligação dinâmica ao continente, ao contrário dos outros canhões;

f) na parte a sul do canhão de Setúbal, o talude continental é formado por uma rampa de fraco declive que vai aumentando a sua profundidade de modo muito regular.

#### 2.1.2 - Esboço de declives

Na elaboração do esboço de declives tivemos em conta três pressupostos: a escala dos mapas originais, 1/150.000; a equidistância das curvas batimétricas (10m para a plataforma continental, 100m para o talude continental no mapa do canhão da Nazaré, e 50m para o talude no mapa do canhão de Setúbal); e a necessidade de obtermos dois mapas comparáveis, de modo a salientar os principais aspectos do declive das duas áreas.

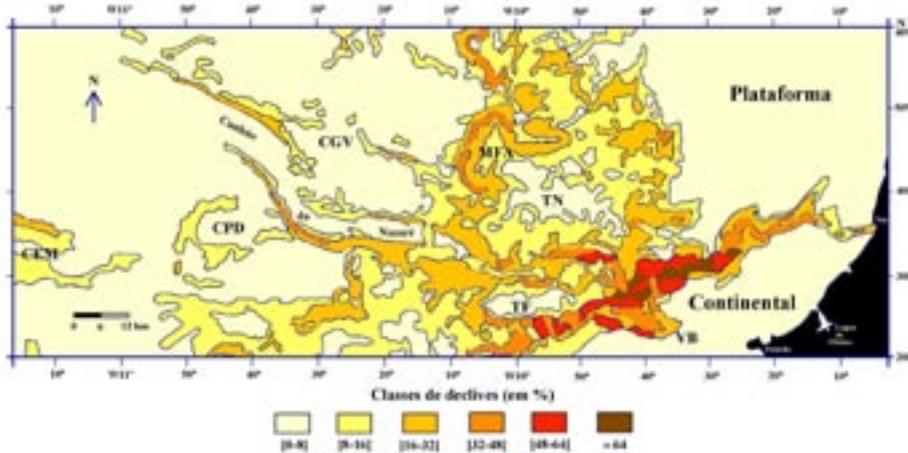
Para decidirmos qual seria o número de classes de declive a representar, procedemos a uma amostragem das áreas mais diferenciadas, chegando à conclusão que seis classes eram suficientes para mostrar a variedade de declives, e obter o pormenor desejável para esta representação.

Na construção dos mapas seguimos a técnica da representação dos declives por *áreas homogéneas* (R. BRUNET, 1963), servindo-nos de padrões de intervalos entre curvas de nível para cada classe definida, conforme está descrito em P. MUERHCK (1978).

Relativamente ao esboço de declives do canhão da Nazaré (figura 10), surgem como áreas de declives suaves, isto é, abaixo dos 8%, toda a plataforma e vertente continental, incluindo as áreas das duas cristas que ladeiam o canhão, a crista Pacheco Duarte e a crista Gil Vicente. No talude continental médio, temos ainda duas áreas relativamente aplanadas e separadas pelo canhão, o Terraço Norte e o Terraço Fleury, ambos com maior desenvolvimento no sentido E-W. As áreas que apresentam os declives mais elevados, isto é,

superiores a 48%, são as vertentes do curso superior e médio do canhão, bem como, porções do talude superior, junto do vale da Berlenga e do Terraço Fleury. Desta forma, é a área de transição entre a plataforma e o talude continental que possui as vertentes mais íngremes do canhão da Nazaré.

**Figura 10 - Esboço de declives relativo à área do canhão da Nazaré .**



A ocidente dos 10°W, o fundo do canhão vai-se regularizando e encaixando entre duas vertentes com declives moderados, compreendidos entre os 20% e os 40%. A parte superior do canhão, destaca-se perfeitamente pela plataforma, sugerindo uma profunda incisão numa vasta área aplanada.

Destacam-se ainda, as inclinadas vertentes ocidentais do Monte Freire de Andrade (declives da ordem dos 40%), que contactam com áreas mais planas a oeste.

Parece-nos também que podemos definir alguns alinhamentos pela orientação que tomam as manchas ocupadas pela classe de declives entre os 16% e os 32%. É o caso do talude a norte do canhão da Nazaré, onde podemos estabelecer duas direcções, NW/SE e NNE/SSW, correspondendo estes alinhamentos a direcções de falhas já conhecidas, facto que nos indica a presença de blocos desnivelados, em que os declives superiores definem as escarpas de falha (figura 10).

No talude continental, a sul do canhão também conseguimos distinguir um alinhamento. As vertentes a montante do Terraço Fleury, muito íngremes (declives entre os 40% e os 50%) tomam uma orientação aproximadamente, E-W, o que revela a presença da falha da Nazaré.

Quanto ao esboço relativo à área dos três canhões (figura 11), os declives suaves (inferiores a 8%), além de abrangerem toda a plataforma continental prolongam-se na parte sul, pelo talude continental até ao encontro das vertentes do canhão de Setúbal. Assim, pode-se afirmar que na parte sul, a transição da plataforma para a planície abissal se faz de modo suave, salvo na profunda incisão que o canhão de Setúbal realiza.



O processo é proposto para explicar a formação de meandros em alguns canhões submarinos, e já foi observado directamente por submersível no canhão de Wilmington, na costa leste do Estados Unidos da América (W. STUBBLEFIELD *et al.*, 1981).

O curso médio do canhão de Lisboa, percorre uma estreita e profunda garganta de paredes abruptas, que atingem declives superiores a 50%. O vigoroso corte que assim se realiza, sugere uma poderosa escavação (não muito antiga, dado o vigor das vertentes do vale), estabelecida numa área de profunda fraqueza da crosta, o alinhamento do Vale do Tejo que favoreceu o entalhe (G. COPPIER e D. MOUGENOT, 1982).

Com declive elevado (superior a 48%), ainda podemos salientar a área da cabeceira do canhão de Cascais. Talvez o facto de ela se instalar num paleovale falhado, constituído por materiais pouco consolidados relativamente ao substrato adjacente, tenha originado uma cabeceira mais abrupta do que nos outros canhões.

### 2.1.3 - Perfis transversais.

Os perfis transversais elaborados para o canhão da Nazaré (figura 12), confirmam a distinção de três secções, relativas à forma que o vale assume até ao seu termo (GROUPE TRANSMARGE, 1982). Na plataforma e talude continental superior, o vale é estreito, de paredes abruptas e com declives superiores a 50%. É um vale quase simétrico na plataforma continental, mas vai esbatendo essa simetria para jusante, como se pode verificar no quarto perfil (figura 12).

No talude continental superior, o vale acentua o seu entalhe (vertentes com declives de 100%) e a sua dissimetria, nomeadamente, na vertente sul, factos que resultam da proximidade da falha da Nazaré e da presença dos terrenos resistentes do soco hercínico (ilhas dos Farilhões) e do Jurássico (D. MOUGENOT, 1989). Para jusante, o vale alarga-se e suaviza o declive das suas vertentes, mas mantém a sua dissimetria.

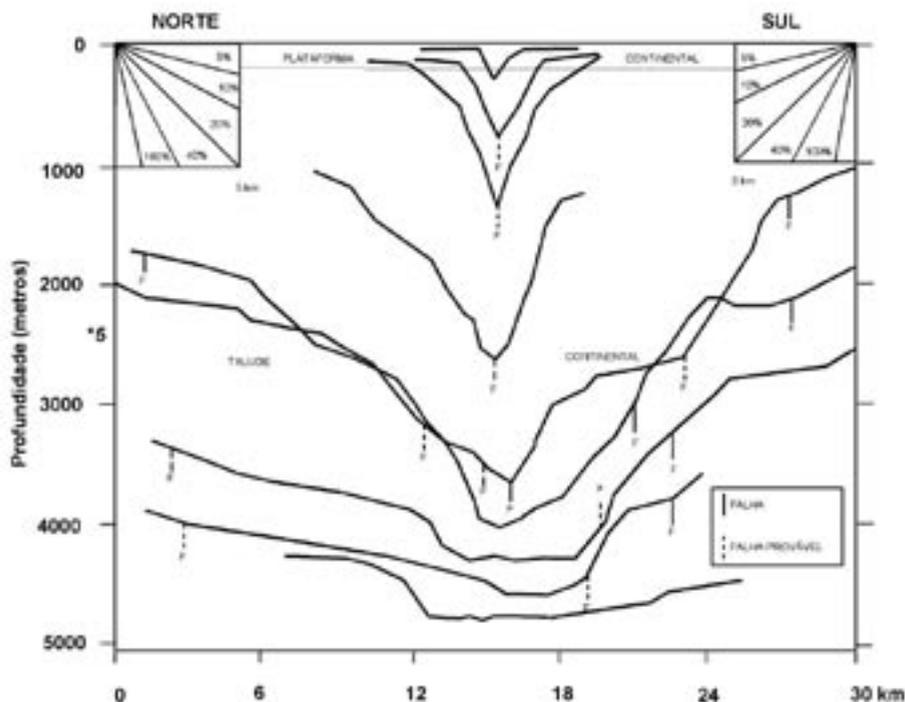
No talude continental médio, principalmente na margem sul, surgem vários patamares que evocam um relevo em escarpas de falha, assinaladas nos perfis 5 e 6, correspondendo os patamares aos topos dos extensos blocos abatidos. Esta movimentação tectónica muito comum nas áreas do talude continental, é reforçada pela falha da Nazaré, que nesta área se traduz por um vigoroso cavalgamento para norte.

Na vertente continental (os últimos três perfis a jusante), o vale é muito largo, em forma de gamela e o fundo do canhão é extenso e plano. Uma crista em cada margem faz com que o fundo largo, contacte bruscamente com paredes inclinadas (declives superiores a 40%), constituindo o leito, um canal perfeitamente delimitado e gradualmente mais largo, passando de 4 km para 10 km (GROUPE TRANSMARGE, 1982).

Nesta parte terminal do canhão, é difícil saber exactamente onde se situa o talvegue, podendo até em certos troços existir mais do que um canal. Este facto

resulta de duas razões: por se tratar da parte terminal do canhão que se prolonga por uma superfície larga, aplanada e com fraquíssimo declive longitudinal (inferior a 1%), e consequentemente, ser uma área onde se faz quase exclusivamente, a deposição dos materiais transportados pelo canhão, conforme já foi evidenciado pelos dados obtidos do sonar lateral Glória (H. REGNAULD, 1987).

Figura 12 - Perfis transversais do canhão da Nazaré. FN - falha da Nazaré; -5 - Sobrelevação vertical.



Através da análise dos vários perfis, podemos verificar que o talvegue está instalado em alguns troços, principalmente nos superiores, sobre falhas ou fracturas prováveis (identificadas por nós no subcapítulo 2.2.2). O poder erosivo das correntes que percorrem o canhão e dos materiais que as acompanham, facilmente desgastarão estas linhas de fraqueza, aprofundando o vale e estabelecendo linhas preferenciais de desgaste, como já foi observado em canhões do Mediterrâneo (GROUPE ESTOCADE, 1977, 1978).

À semelhança do canhão da Nazaré, conseguimos distinguir três secções relativamente aos perfis transversais do canhão de Setúbal (figura 13). Na plataforma continental e talude superior (perfis 1, 2 e 3), o vale é em V assimétrico, desenhando uma garganta que explora prováveis linhas de fraqueza do substrato (a falha de Grândola, N60, pode ser a responsável), tendo as vertentes declives moderados, entre os 20% e os 40%.



- as paredes abruptas que o canhão apresenta em todo o seu curso, fazem-nos pensar que é uma forma “recente”, dado que a erosão lateral é incipiente, se a compararmos com a degradação que as margens canhão da Nazaré apresentam;

- esta relativa “juventude” não deverá resultar apenas da acção erosiva das correntes que o percorrem, uma vez que teríamos de admitir a actuação continua de potentes fluxos, com capacidade para escavar uma forma tão imponente. Esta ideia é reforçada pelo facto de se saber que só no Quaternário é que se formou o curso superior, e que a massa detrítica que poderia alimentar os fluxos erosivos, se acumulava em vastos deltas frente ao Tejo e ao Sado no Neogénico;

- não se conhecem acumulações sedimentares distais que atestem a actuação de importantes fluxos turbidíticos, como acontece no canhão da Nazaré;

- será a existência de linhas de grande fraqueza no substrato que possibilitará o forte desgaste linear que o canhão apresenta.

Parece-nos que o condicionamento tectónico é o grande factor responsável pela implantação dos canhões na margem portuguesa, no entanto, foi a intervenção dos fluxos erosivos o elemento gerador da alteração morfológica destas áreas.

A actuação conjunta destes processos ao longo do tempo, pode ser um dos critérios principais que podemos utilizar para uma distinção cronológica da evolução que os *goufs* apresentam.

O *gouf* de Setúbal aparenta ser uma forma mais recente, um vale muito profundo com vertentes quase rectilíneas, enquanto que o *gouf* da Nazaré aparenta ser uma forma mais antiga, mais irregular e que sofreu intensas movimentações tectónicas e gravitárias, aliadas a importantes fluxos turbidíticos. A parte terminal do canhão da Nazaré é muito antiga (pelo menos do Oligocénico temos a prova geológica), o que possibilitou uma intensa deposição que terá regularizado o fundo do canhão (D. MOUGENOT, 1989).

Faltam-nos dados sobre a parte terminal do canhão de Setúbal, mas sabemos que ela é diferente da parte terminal do canhão da Nazaré. A transição para a planície abissal deverá ser mais brusca, e o fundo do canhão não deve ser tão largo, nem possuir uma acumulação sedimentar tão espessa como no canhão da Nazaré, embora o fundo deva estar regularizado (H. REGNAULD, 1987).

## 2.2 - A rede de entalhes submarinos.

A semelhança entre as cartas hipsométricas terrestres e as cartas batimétricas são evidentes, o que levou vários investigadores a recorrer a métodos de análise do relevo terrestre para interpretar a morfologia submarina (A. EL FOUGHALI e R. GRIBOULARD, 1985; A. RODRIGUES. e T. DRAGO, 1990; J. J. NAUDIN e R. PRUD'HOMME, 1971, 1973, 1980; K.

AFFIAN *et al.*, 1987; M. VIGNEAUX *et al.*, 1971; R. PRUD'HOMME e M. VIGNEAUX, 1970). A validade destas técnicas no domínio submarino foi confirmada várias vezes, por estudos *in situ*, realizados pelos referidos autores, que também constataram o que os vários métodos tendem a revelar, especialmente, uma ou várias características estruturais do substrato, obtendo-se desse modo, um certo pormenor na investigação indirecta dos fundos marinhos. É nesta linha de pensamento que aplicamos no nosso trabalho uma série de métodos analíticos (hierarquia e padrões de drenagem, magnitudes, curvas de talvegue, alinhamentos estruturais, anomalias da rede de drenagem), destinados a extrair dos documentos batimétricos estudados, todas as informações relativas à sua estrutura geológica.

### 2.2.1 - Hierarquia, orientação e padrões de drenagem da rede de entalhes submarinos.

A aplicação das técnicas usuais de análise do relevo terrestre ao domínio submarino revelou que a rede de entalhes submarinos obedece às mesmas leis de repartição das redes subaéreas (J. J. NAUDIN e R. PRUD'HOMME, 1971). É a partir da definição de um conjunto de tipos de organização da rede de entalhes submarinos que certos autores tentam uma interpretação morfo-estrutural do contexto geológico submarino que estudam (J. J. NAUDIN e R. PRUD'HOMME, 1971; M. VIGNEAUX *et al.*, 1971). Como nos sistemas fluviais, os entalhes submarinos mantêm entre si relações de hierarquia que correspondem a características morfológicas e hidrodinâmicas próprias, facto que leva os especialistas a estabelecer uma classificação, em função dos seus níveis de importância relativa, ou da ordem relativa de cada segmento.

No nosso estudo, servimo-nos da classificação hierárquica da rede fluvial, segundo o sistema proposto por A. N. STRAHLER (1988), que se baseia na ordenação das conexões que os segmentos da rede apresentam, de montante para jusante. A marcação da rede de entalhes é da nossa responsabilidade.

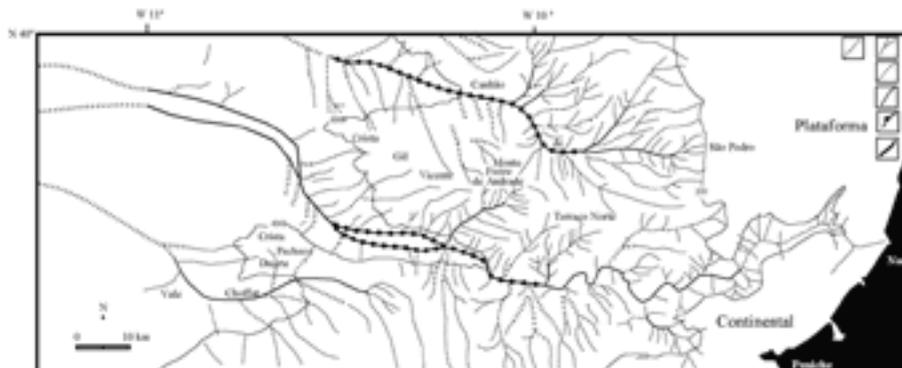
Relativamente aos padrões de drenagem que a rede assume, baseamo-nos na classificação simplificada que M. A. SUMMERFIELD (1991) estabelece a partir de obras mais exaustivas sobre o assunto (A. D. HOWARD, 1967; M. MORISAWA, 1985). Ao nível terrestre, os padrões de drenagem são influenciados por múltiplos factores, incluindo variáveis climáticas e litológicas, mas na generalidade, a estrutura geológica é o factor mais importante. O mesmo se passa a nível submarino, em que o padrão de drenagem é muito afectado pela estrutura geológica, nomeadamente, no controlo exercido pela tectónica activa e passiva (J. J. NAUDIN e R. PRUD'HOMME, 1971).

O canhão da Nazaré hierarquicamente, atinge a 5ª ordem, o que denota uma rede pouco ramificada. Pela figura 14 podemos subdividir a rede de entalhes em três secções, se tivermos em conta a densidade e o padrão de drenagem que apresenta. Esta divisão, para nós, reflecte as modificações no balanço que se estabelece entre as forças erosivas e o substrato, resultante de

alterações litológicas, estruturais e da variação do declive, desde a plataforma até à planície abissal.

Na plataforma continental (a oriente dos  $9^{\circ}40'W$ ), a rede de entalhes do canhão da Nazaré é pouco densa, recortada e sem padrão definido, os troços são curtos e quase todos de 1ª ordem, excepto o canhão que atinge a 3ª ordem. Em relação à orientação que os troços assumem, definem-se duas direcções preponderantes; os troços mais longos alinham-se segundo uma direcção aproximadamente, ENE/WSW, e os troços mais curtos possuem várias direcções concordantes com o declive das vertentes, sendo alguns, responsáveis pelas mudanças de direcção no canhão, particularmente pequenos troços NW/SE, facto que lhe confere um traçado ortogonal e aponta para a natureza estrutural dos pequenos meandros que se formam.

**Figura 14 - Hierarquia da rede de entalhes submarinos dos canhões da Nazaré e de São Pedro, segundo o sistema de A. N. STRAHLER (1988). 1 - troços de 1ª ordem; 2 - troços de 2ª ordem; 3 - troços de 3ª ordem; 4 - Troços de 4ª ordem; 5 - troços de 5ª ordem; 6 - entalhe pouco nítido, vale suspenso a montante.**



No talude continental (entre os  $9^{\circ}40'W$  e os  $10^{\circ}15'W$ ), a rede densifica ligeiramente, e aumenta o comprimento dos segmentos nos dois canhões da área, Nazaré e São Pedro. A rede nas margens norte dos canhões é paralela<sup>1</sup> (principalmente, pelos troços de 2º e 3º ordem que seguem uma direcção NE/SW), padrão típico de áreas com forte declive e que geralmente indica a existência de falhas paralelas ou subparalelas. Este argumento é validado pela ocorrência de falhas que nesta área tomam as direcções dos troços referidos (ver figura 18), ou resultar de estruturas monoclinais que os perfis sísmicos da margem norte do canhão da Nazaré, apresentados nos trabalhos de J. R. VANNEY e D MOUGENOT (1981, 1990), parecem evidenciar.

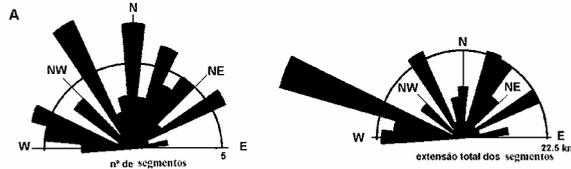
<sup>1</sup> Temos um padrão de drenagem do tipo paralelo, quando os canais principais estão regularmente espaçados e paralelos, ou subparalelos uns aos outros, e a junção dos tributários faz-se por ângulos agudos. Este padrão está geralmente associado a falhas regularmente espaçadas, a estruturas monoclinais e a dobramentos isoclinais (M. A. SUMMERFIELD, 1991).

No flanco oriental do Monte Freire de Andrade assiste-se a um aumento súbito do número de entalhes. Este aumento que indica um trabalho erosivo mais forte, deve resultar da existência de acidentes tectónicos responsáveis pelo soerguimento desta estrutura, e o segmento de 3º ordem deve ter o talvegue instalado num destes acidentes (ver figura 18).

Na margem sul do canhão da Nazaré a rede é pouco desenvolvida, e comporta vários vales suspensos que drenam para o Terraço Fleury. A orientação geral N/S, que os troços tomam, indica que estes segmentos seguem uma direcção concordante com o declive geral da área.

Na vertente continental (sensivelmente, a partir dos 4000m de profundidade), o canhão da Nazaré divide-se em dois braços, a densidade da rede diminui e são poucos os entalhes que acidentam as margens constituídas por alguns vales suspensos.

**Figura 15 - Orientação da rede de entalhes.**



Quanto à orientação global que os segmentos tomam (figura 15), podemos verificar que a rede se divide em várias direcções, com destaque para os rumos N/S e NNW/SSE, seguidos dos rumos WNW/ESE, NNE/ESW e NE/SW. Esta variedade de direcções de escoamento, parece indicar que a rede está adaptada ao declive geral da área, no entanto, se repararmos na extensão total dos troços, a distribuição altera-se, a direcção WNW/ESE destaca-se, seguindo-se os rumos NNW/SSE e NNE/ESW. Esta alteração na orientação, parece indicar que os troços mais curtos são os mais numerosos, e seguem direcções concordantes com o declive geral da área, enquanto que os segmentos mais longos são menos numerosos, mas seguem as direcções concordantes com o contexto tectónico da área (ver figura 18).

Situação semelhante a esta, foi constatada para a área do *gouf* do Cabo Bretão que apresenta uma analogia estrutural com o canhão da Nazaré, uma vez que se estabelece sobre o contacto brutal entre o acidente cavalgante Norte-Pirenaico, e o rebordo da plataforma Landesa (J. J. NAUDIN e R. PRUD'HOME, 1971; J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990).

Na área dos três canhões (figura 16) verifica-se que os canhões de Setúbal, Lisboa e Cascais atingem a 4º ordem, o que indica um rede pouco desenvolvida, como no caso anterior. Quanto à densidade e padrão da rede de entalhes podemos individualizar áreas com características diferentes.

No curso superior do canhão de Setúbal, a rede é pouco densa, os segmentos são curtos e quase todos de 1ª ordem, excepto o canhão e um tributário paralelo a ele.

Figura 16 - Hierarquia da rede de drenagem submarina dos canhões de Setúbal, Lisboa e Cascais, segundo o sistema de A. N. STRAHLER (1988). 1 - troços de 1º ordem; 2 - troços de 2º ordem; 3 - troços de 3º ordem; 4 - Troços de 4º ordem; 5 - entalhe pouco nítido, vale suspenso a montante; 6 - informação batimétrica insuficiente.

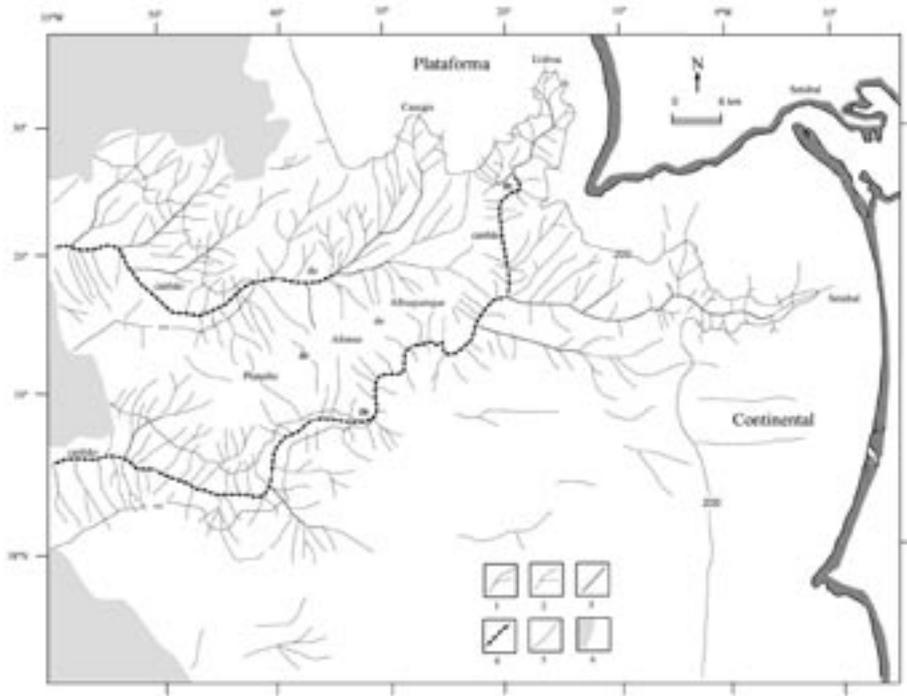
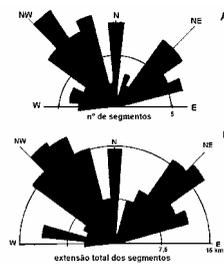


Figura 17 - Orientação da rede de entalhes submarinos da área dos três canhões.



Na área da cabeceira, o canhão de Lisboa apresenta um padrão dendrítico<sup>2</sup>, facto que poderá estar associado a estruturas sedimentares horizontais que apresentem uma uniformidade de resistência à erosão a que é sujeita.

<sup>2</sup> Temos um padrão de drenagem do tipo dendrítico, quando os canais não evidenciam uma orientação preferencial e apresentam uma disposição arborescente.

Nos flancos do planalto de Afonso de Albuquerque, a rede é incipiente, apresenta muitos vales suspensos e é formada por troços curtos de 1º ordem, concordantes com o declive das vertentes. Estes factos, parecem indicar que o ravinamento não é o principal factor de evolução das suas vertentes.

Na parte terminal do canhão de Setúbal, isto é abaixo dos 3000m (grosseiramente o curso inferior), a densidade da rede aumenta e temos troços mais longos, atingindo uma ordem superior (3ª ordem). Este aumento na densidade, pode estar associado ao facto de esta rede ser talhada num substrato menos resistente.

Neste sector, D. MOUGENOT (1989) identifica vários movimentos de massa e afirma que a instabilidade nesta vertente se deve a um levantamento recente do Planalto de Afonso de Albuquerque.

Na margem norte do canhão de Cascais, a rede apresenta vários troços extensos de 2º e 3º ordem, que definem um padrão de drenagem paralelo, facto que pode indiciar a presença de falhas paralelas ou de uma estrutura monoclinial.

Relativamente à orientação global que os segmentos tomam (figura 17), verifica-se que não existem grandes diferenças entre o número de troços e a sua extensão, sendo as direcções mais representadas N/S, NW/SE e NE/SW, o que nos pode levar a concluir que a rede é concordante com o declive geral da área. No entanto, pensamos que existe um condicionamento estrutural da rede de entalhes, se atendermos aos seguintes argumentos:

- a direcção NE/SW está sobrevalorizada na extensão total, relativamente ao número total de segmentos;
- apesar do talude na área (a secção mais entalhada) apresentar na generalidade, um basculamento para SW e W, é a direcção NW/SE que domina, quer no número de segmentos, quer na sua extensão total.

A estes argumentos podemos juntar a ideia de D. MOUGENOT (1989), que considera para esta área que os desligamentos e as falhas normais reactivadas pela compressão Miocénica, têm uma direcção dominante NE/SW sobre a margem do Baixo Alentejo, e NW/SE, sobre o Esporão da Estremadura, no fundo, as duas direcções salientes nos gráficos da figura 17.

Em resumo, achamos que na área do canhão da Nazaré, a rede de drenagem submarina (principalmente, os troços de ordem superior) se organiza preferencialmente por três direcções; NE/SW, NW/SW e WNW/ESW, e que estas direcções coincidem com a orientação das principais falhas conhecidas. A mais significativa é a última, tratando-se da direcção do acidente da Nazaré, daí concluir-se que a rede tem um controlo tectónico evidente, correspondendo, na generalidade, ao estilo da margem em que se insere.

---

Este padrão está geralmente associado a sedimentos dispostos horizontalmente, ou a rochas cristalinas homogéneas. Não denota controlo estrutural em rochas uniformemente resistentes (M. A. SUMMERFIELD, 1991).

Ao nível da rede de drenagem submarina da área dos três canhões, também se registam três direcções preferenciais, NE/SW, N/S, NW/SE, existindo uma concordância entre a orientação da rede de drenagem e as direcções dos acidentes tectónicos conhecidos, daí podermos considerar, que existe um forte controlo estrutural na instalação da rede de entalhes submarinos, nomeadamente, nos troços principais dos três canhões da área que estão instalados sobre linhas de fraqueza do substrato.

#### 2.2.2 - O papel do controlo estrutural na topografia e na rede de entalhes submarinos.

A partir da topografia e da rede de entalhes submarinos tentamos interpretar o controlo estrutural da morfologia submarina seguindo dois critérios: a identificação de alinhamentos estruturais evidenciados pela topografia, a identificação de anomalias na rede de entalhes submarinos.

Relativamente aos alinhamentos estruturais tentamos identificar, para além dos acidentes tectónicos já conhecidos, as vertentes e vales rectilíneos, paralelos entre si ou paralelos a direcções tectónicas conhecidas, e que possivelmente, nos podem indicar a existência de escarpas de falha (A. ARAÚJO, 1985).

O outro estudo prendeu-se com a identificação e interpretação das anomalias da rede de drenagem que segundo A. D. HOWARD (1967), permitem ter acesso às características estruturais, geralmente não detectáveis por outros métodos. O referido autor definiu estas anomalias como desvios locais, relativamente a uma drenagem regional, a uma topografia ou a uma estrutura.

No nosso caso consideramos as seguintes anomalias da rede de drenagem:

- os vales de fractura, que contrastam com os outros troços da rede por apresentarem um traçado rectilíneo e rígido, denunciando a existência de faixas lineares mais susceptíveis à erosão (J. TRICART, 1968),

- a existência brusca e localizada de meandros com traçado anguloso, que conferem um traçado em baioneta aos canhões, e denotam um forte controlo estrutural;

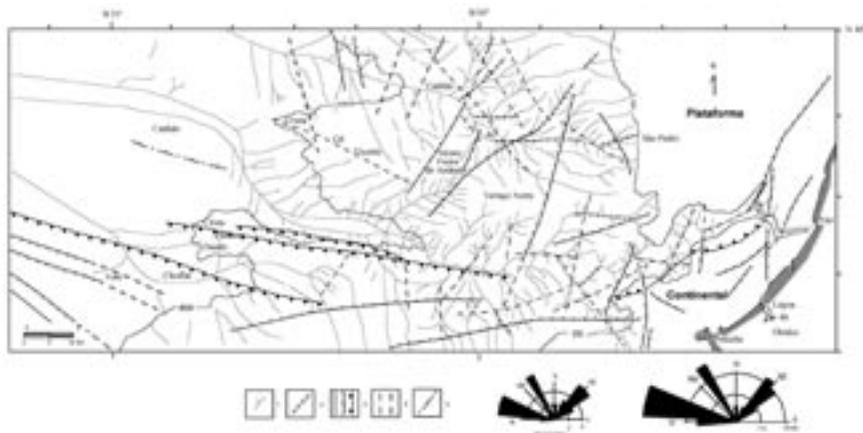
- a existência brusca e localizada de áreas dendríticas, que da mesma forma que os meandros, traduzem uma súbita alteração na relação carga/competência dos entalhes, e em última análise podem assinalar uma anomalia estrutural;

- a ocorrência de capturas na rede de entalhes que poderá dever-se à fragilidade linear do substrato, factor que levará a rede de entalhes a estabelecer linhas preferenciais de desgaste, com maior capacidade erosiva que a de entalhes adjacentes.

Os alinhamentos estruturais evidenciados pela topografia, mostram bem a diferença entre as margens do canhão da Nazaré, relativamente às direcções que os acidentes tectónicos assumem (figura 18). A norte, dominam as direcções NW/SE e NE/SW enquanto que a sul, as direcções são concordantes com a orientação do acidente da Nazaré (ESE/WNW).

Tal como se verificou com a orientação da rede de entalhes, é esta última direcção que comporta os alinhamentos estruturais mais extensos (figura 19), facto que de novo comprova a superior importância do acidente da Nazaré. Em relação às anomalias de drenagem (figura 18), verificamos que os prováveis vales de fractura que existem, seguem as direcções referidas e surgem em maior quantidade a norte do canhão, facto que confirma que estes vales são formas de erosão orientados pela tectónica. Este controlo também é evidenciado pela existência de meandros, principalmente no talude continental, onde ocorrem em maior número. O seu traçado anguloso segue as direcções estruturais da área, correspondendo na maioria, a vales de fractura.

**Figura 18 - Carta dos alinhamentos estruturais evidenciados pela topografia para a área do canhão da Nazaré. 1 - rede de drenagem submarina; 2 - vales de fractura deduzidos a partir da rede de entalhes; 3 - falhas; 4 - escarpa de falha provável deduzida a partir da topografia submarina; 5 - flexura. As falhas, os cavalgamentos e a flexura representadas, baseiam-se nos trabalhos de J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1990). Orientação dos alinhamentos estruturais evidenciados pela topografia para a área do canhão da Nazaré.**



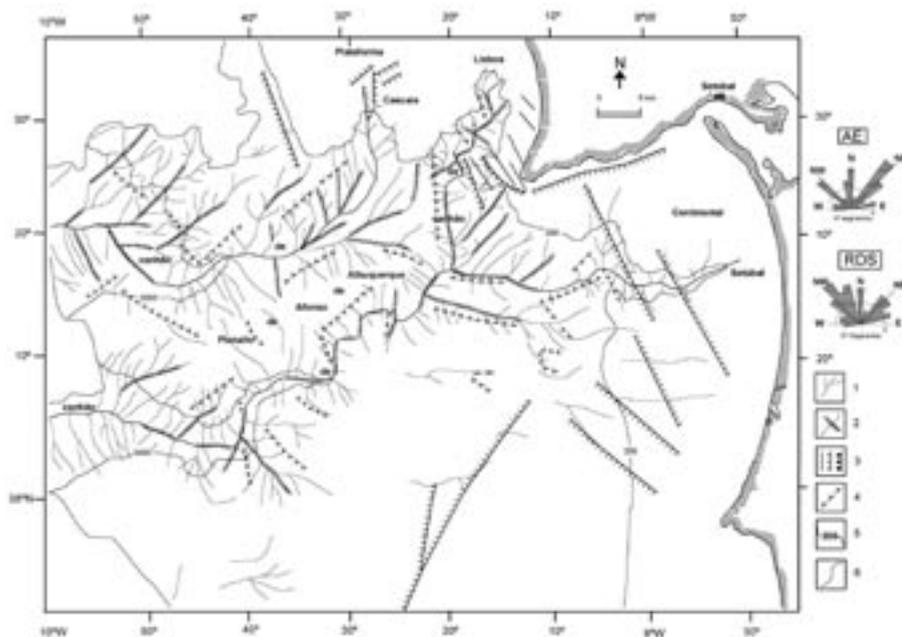
Para a área referente aos três canhões (figura 20), verifica-se que os alinhamentos estruturais evidenciados pela topografia se estabelecem segundo três direcções, NE/SW, NW/SE e N/S. Tal como já foi referido, estas direcções correspondem às duas orientações tectónicas dominantes das áreas adjacentes aos canhões, a primeira referente ao Esporão da Estremadura, e a segunda para a margem alentejana. Daí que possamos considerar que os três canhões se localizam numa área que sofreu movimentos tectónicos contrários, factor que contribui para a sua formação e de certa forma, explica as diferentes orientações que os cursos do canhão de Setúbal tomam.

A existência destes acidentes perpendiculares, é particularmente visível no curso médio (figura 19), que corresponde à área onde existe o maior número de meandros da carta, o que demonstra, como no caso do canhão da Nazaré que estas formas erosivas estão adaptadas à tectónica local.

Os vales de fractura são evidentes, e alguns devem atingir dimensões consideráveis (serão falhas?), como acontece no curso superior do canhão de

Setúbal, e na margem norte do canhão de Cascais. As direcções que tomam são as que já foram referidas, factor que contribui para as encararmos como linhas de fragilidade reais.

**Figura 19 - Carta dos alinhamentos estruturais e anomalias de drenagem evidenciados pela rede de entalhes. 1 - rede de drenagem submarina; 2 - vales de fractura deduzidos a partir da rede de entalhes; 3 - falhas; 4 - escarpa de falha provável deduzida a partir da topografia submarina; 5 - curva batimétrica; 6 - limite do levantamento batimétrico. Diagramas polares: RDS - rede de drenagem submarina; AE - alinhamentos estruturais.**



Quanto às áreas dendríticas, podemos distinguir três sectores:

- as cabeceiras dos canhões de Cascais e de Lisboa, que correspondem a áreas muito falhadas e formadas por rochas pouco consolidadas (D. MOUGENOT, 1989);
- a margem norte do canhão de Cascais, que dado o seu aspecto linear parece corresponder a uma área, em que existirá uma rede de falhas paralelas (NE/SW);
- o curso inferior do canhão de Cascais, onde um alinhamento NW/SE parece definir-se, e que é evidenciado (para além da disposição que as áreas dendríticas assumem), pela alteração na orientação do planalto de Afonso de Albuquerque e do canhão de Setúbal. Talvez a presença de uma escarpa de falha, de um importante acidente tectónico, seja o factor responsável pelo reavivar da erosão nestas vertentes.

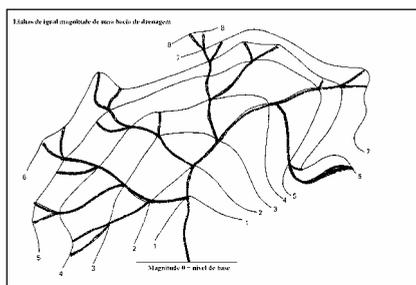
### 2.2.3 - Magnitudes da rede de entalhes submarinos

O conceito de magnitude tem em conta o número de nascentes e de confluências de uma rede fluvial (A. E. SCHEIDEGGER 1967; L. SHREVE,

1967). A sua cartografia comporta a numeração em ordem crescente, da base ao topo, de todas as origens e confluências dos troços de uma rede (figura 20). Define-se a partir de um nível de base (convencionado como valor 0 de magnitude), unindo por um traço contínuo, as diferentes origens e confluências do mesmo nível, obtendo-se desse modo, uma sequência ordenada dos valores, desde o nível de base à nascente mais afastada e mais alta. Procedendo desta forma, desenha-se gradualmente uma série de curvas de igual valor de magnitude, em relação ao nível de base escolhido que permitem definir áreas de fraco e forte coeficiente de drenagem.

A disposição que as curvas de magnitude tomam (regular e irregular), e a superfície dos espaços entre curvas, parecem estar ligados ao número e à localização de obstáculos naturais à drenagem (bancadas duras, falhas, diaclases, por exemplo), e podem por isso, traduzir cartograficamente, as variações da extensão dos segmentos da rede que unem as nascentes e as confluências, carácter muitas vezes ligado a um controlo estrutural (J. J. NAUDIN e R. PRUD'HOME, 1971, 1973).

**Figura 20 - Método utilizado no traçado das curvas de igual magnitude**



Segundo J. J. NAUDIN e R. PRUD'HOME (1973)

Uma interpretação da litologia do substrato pode ser igualmente proposta, a partir do comportamento geral das curvas de igual magnitude. Com efeito, curvas pouco numerosas e muito espaçadas podem indicar uma região litologicamente monótona, enquanto que uma forte densidade de curvas, poderá assinalar uma zona possuidora de um esqueleto estratigráfico complexo (J. J. NAUDIN e R. PRUD'HOME, 1973).

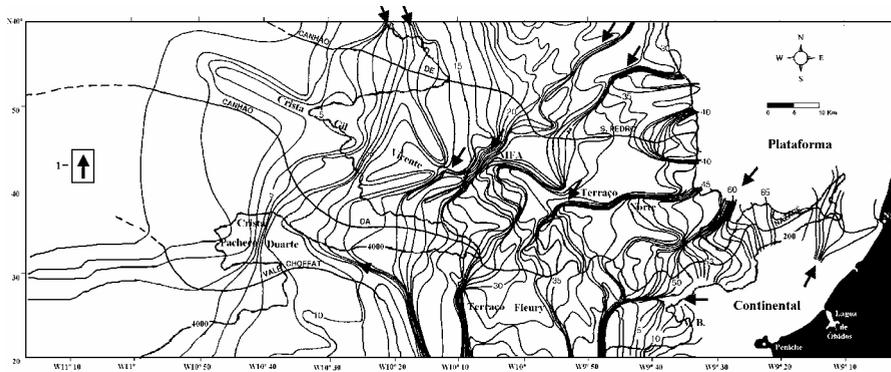
Podemos por isso, comparar as magnitudes relativas de bacias vizinhas e igualmente, observar a repartição espacial das curvas, assim como, obter informações mais precisas sobre a localização de zonas com forte e fraca frequência de confluências<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> No nosso trabalho não prolongamos o traçado das curvas de igual magnitude pela plataforma continental, uma vez que a rede de entalhes é pouco nítida e os dados

Segundo M. VIGNEAUX *et al.*( 1971), no interior de uma bacia vertente, aparecem geralmente, anomalias lineares no traçado das curvas de magnitude que traduzem variações na repartição da fragmentação da rede de drenagem submarina. As áreas em que as curvas se juntam, a que chamaremos *feixes de magnitude*, devem ser interpretadas como falhas ou limites estratigráficos, na medida em que elas põem em contacto, bacias geologicamente diferentes.

Baseando-nos nos princípios metodológicos acima referidos, podemos verificar que no do cânhão da Nazaré (figura 21) , as áreas que possuem um forte coeficiente de drenagem são o próprio cânhão (entre os 9°25'W e 10°10'W), o Vale da Berlenga e a área do Monte Freire de Andrade. Nesta áreas, as curvas de igual magnitude estão próximas umas das outras, e ocorre uma certa regularidade na sua distribuição, daí que para estes locais, se poderá considerar que existe um esqueleto estrutural e litológico complexo.

**Figura 21 - Carta de magnitudes da área do cânhão da Nazaré. 1 - alinhamentos das curvas de magnitude que coincidem com falhas conhecidas; MFA - Monte Freire de Andrade; V. B. - Vale da Berlenga. Na carta estão representadas as isóbatas dos 200m e dos 4000 metros.**



Os perfis que conhecemos revelam uma estrutura monoclinial muito entalhada a norte e estruturas complexas a sul, ligadas ao cavalgamento que os terrenos hercínicos (maciço dos Farilhões) exercem sobre os afloramentos terciários, eles próprios muito deformados (D. MOUGENOT, 1989).

A área a ocidente dos 10° 15'W, e a norte do cânhão da Nazaré, apresenta um coeficiente de drenagem médio, evidenciado pelo número de curvas e pela sua regular proximidade, factos que denotam uma certa regularidade. Daí, podermos afirmar que não se trata de uma área estruturalmente complexa (e porventura litologicamente), o que em princípio se coaduna com os dados conhecidos. Esta área refere-se à vertente continental que se caracteriza por apresentar uma superfície de fraco declive, onde se vão acumular os materiais provindos do talude.

que obtivemos quando experimentámos esta técnica, levaram-nos a concluir que para a análise das magnitudes desta área era necessário dispor de uma carta batimétrica de maior escala.

Como áreas de fraco coeficiente de drenagem, temos a parte abrangida pelo talude continental, a norte do Monte Freire de Andrade e do canhão da Nazaré, assim como, toda e vertente continental (grosseiramente a ocidente dos 10°50'W), e a margem sul do canhão da Nazaré até às proximidades do Vale da Berlenga. Nestas áreas, as curvas aparecem em número reduzido, estão muito espaçadas entre si e dispostas com uma certa regularidade.

Por estes motivos, sugerimos que se trata de áreas litologicamente monótonas e com uma estrutura simples, talvez monoclinal para o sector norte e estruturas dobradas para a margem sul, como mostram os perfis no trabalho de D. MOUGENOT (1989, p. 218), nos quais se evidencia uma estrutura dobrada para a crista Pacheco Duarte, e um sinclinal para o Vale Choffat.

A área do curso superior do canhão, também se individualiza por apresentar um fraco coeficiente de drenagem, as curvas são poucas e estão dispostas regularmente, o que nos pode levar a concluir que se trata de uma área com uma estrutura monoclinal, como mostram os perfis sísmicos da área (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981). Litologicamente, é que nos parece que a conclusão que a carta nos fornece não está certa, uma vez que pelos dados da carta geológica (G. BOILLOT *et al.*, 1978), devemos considerar que a litologia da área é complexa.

Dada esta contrariedade, pensamos que o curso superior do canhão deve merecer uma atenção especial na aplicação desta técnica, já que a sua ligação à plataforma continental, unidade morfológica radicalmente diferente do talude, não se pode negligenciar. Esperamos que em próximos trabalhos possamos aprofundar esta incerteza que temos.

Uma coincidência interessante e que nos ajuda a confirmar a validade desta técnica, prende-se com a localização e direcção que apresentam os feixes de magnitude cartografados. Atente-se no caso evidenciado pelos vários feixes que delimitam o Monte Freire de Andrade, considerado um *horst* Quaternário (D. MOUGENOT, 1989).

Comparando com os dados expostos na figura 18, podemos verificar que a maioria dos feixes de magnitude encontrados coincidem com falhas já conhecidas, e a orientação que tomam, revela o contraste nítido, quanto à direcção que apresentam as margens do canhão da Nazaré. Na margem norte dominam as direcções NE/SW e NW/SE, enquanto que na margem sul, a direcção geral E/W do acidente da Nazaré é bem marcante.

A carta também sugere a existência de outros acidentes tectónicos (ou limites estratigráficos, não sabemos), nomeadamente, um feixe E/W no terraço Norte e feixes N/S na margem sul, dois dos quais individualizam o terraço Fleury. Tendo em conta as direcções que estes feixes apresentam, sugerimos que eles possam representar os acidentes que delimitem os bordos dos blocos abatidos ou soerguidos, uma vez que eles surgem justamente, junto de dois blocos que sofreram movimentações deste tipo.

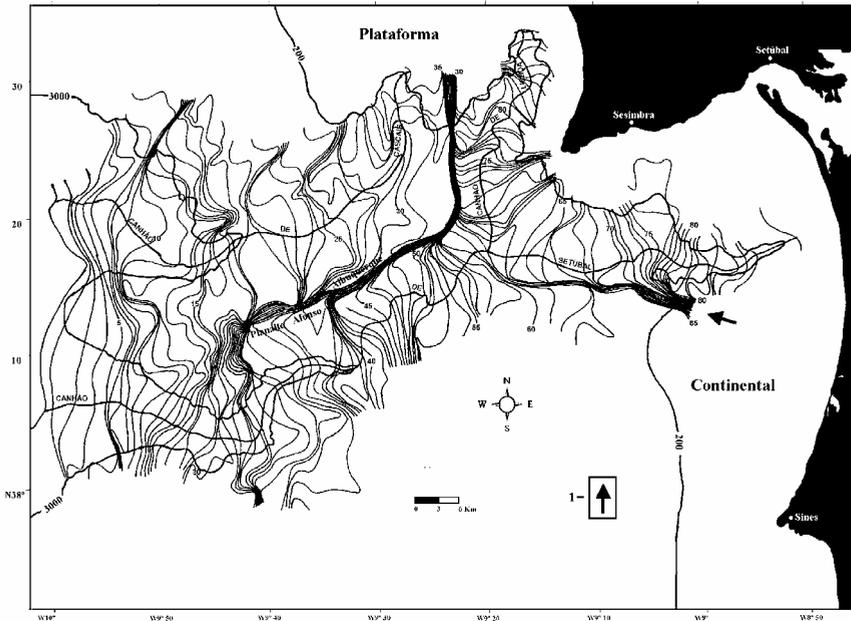
Quanto à carta de magnitudes para a área dos três canhões (figura 22), verificamos que as áreas que possuem um forte coeficiente de drenagem são:

todo o vale que constituiu o cânhão de Lisboa, e os cursos médio e inferior do cânhão de Setúbal.

Nestas áreas, as curvas de igual magnitude são numerosas e estão de uma maneira geral dispostas regularmente, factos que nos sugerem uma estrutura (dobrada e associada a um cavalgamento?) e litologia complexas, justificáveis, uma vez que estes sectores abrangem o planalto de Afonso de Albuquerque, que é interpretado como um prolongamento afundado da Serra da Arrábida e que foi soerguido durante a compressão Miocénica (G. COPPIER e D. MOUGENOT, 1982).

A bacia vertente do cânhão de Cascais e parte do curso superior do cânhão de Setúbal (entre os 9° 15'W e 9° 20'W), são áreas de fraco coeficiente de drenagem. O número de curvas é reduzido e estão na maioria dos casos regularmente espaçadas, factos que poderão corresponder a uma litologia monótona e estrutura simples, talvez monoclininal como evidenciam os perfis sísmicos destas áreas.

**Figura 22 - Carta de magnitudes da área dos três cânhões. 1 - alinhamentos das curvas de magnitude que coincidem com falhas conhecidas. Estão representadas na carta as isóbatas dos 200m e dos 3000m.**



A secção do cânhão de Setúbal próximo da cabeceira (concretamente, a oriente dos 9°15'W), também se destaca por apresentar uma disposição mais aproximada das curvas relativamente à secção anterior, o que talvez resulte de modificações estruturais, uma vez que o feixe de magnitudes que aí existe, coincide com uma falha normal que desnivela a cobertura sedimentar da

plataforma e favorece a abertura de um tributário na margem norte, que é vulgarmente conhecido por canhão de Sesimbra.

O prolongamento deste feixe para W, assume a orientação de um acidente importante da área, a falha de Grândola (N115). A única concordância que encontramos entre os feixes de magnitude e as falhas conhecidas, apenas se reporta ao exemplo anterior, no entanto, a carta de magnitudes sugere-nos outros acidentes importantes, nomeadamente, o feixe que se estabelece sobre o planalto Afonso de Albuquerque e que parece definir um limite estrutural, entre os três canhões da área.

Pelos dados que conhecemos, inclinámo-nos para a hipótese de considerar que este limite se deva ao cavalgamento da Arrábida sugerido por vários autores (H. REGNAULD, 1987; D. MOUGENOT, 1989; J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990). Curioso é verificar que este feixe altera a sua direcção, sensivelmente aos 9° 40'W, tomando a direcção de NW/SE, assumindo um alinhamento coincidente com a modificação na direcção do canhão de Setúbal, e com a alteração na orientação geral que o Planalto de Albuquerque tem até aí. Julgámos que esta alteração na direcção deste feixe de magnitudes, se refere um importante acidente tectónico (NW/SE), identificado no trabalho de D. MOUGENOT (1989, p. 175), e que para nós, terá condicionado a implantação do canhão, assim como a própria disposição do Planalto de Albuquerque.

Feixes menos significativos (NE/SW), mas também importantes, dado o paralelismo que existe entre eles, podem-se identificar na margem norte do canhão de Cascais. Corresponderão a limites stratigráficos ou a falhas? Neste momento não dispomos de muitos argumentos para justificar qualquer das hipóteses.

A existência de várias ravinas paralelas de grande extensão, nesta parte do talude poderia em parte ter uma origem tectónica, mas conforme considera H. REGNAULD (1987), este paralelismo pode advir de outras explicações, tais como: um fenómeno relacionado com um comprimento de onda fixa; ou uma correlação com a veia de água mediterrânea que circula a estas profundidades, neste sector.

### **3 - As depressões do fundo dos canhões.**

Uma das características que ressalta da análise dos perfis longitudinais dos *goufs* portugueses, é a existência de várias depressões ao longo dos seus talvegues. Como é um assunto pouco abordado nos trabalhos já realizados sobre estes canhões (a única referência é feita por J. R. VANNEY e D. MOUGENOT em 1981), iremos neste capítulo avançar algumas ideias respeitantes à sua morfologia e aos factores que favorecem a sua formação, em função dos dados que possuímos. As hipóteses propostas são provisórias, e necessitam de trabalhos de pormenor para a sua confirmação.

Antes de procedermos à análise detalhada das depressões batimétricas, faremos um breve enquadramento teórico do assunto, servindo-nos de casos concretos já abordados por outros investigadores para outros canhões.

### 3.1 - Perfis longitudinais dos canhões estudados e afluentes.

Pela observação da figura 23<sup>4</sup> podemos distinguir dois tipos de perfis longitudinais para os canhões estudados:

a) moderadamente curtos (comprimento inferior a 70 km), e com declive acentuado, 20% ou mais, ilustrados pelo canhão de Cascais e a duas ravinas tributárias do canhão da Nazaré;

b) extensos (comprimento superior a 120 km), e com declive longitudinal moderado, média de 3%, como é o caso dos *goufs*.

O canhão de Lisboa parece representar um tipo intermédio; a parte superior é moderadamente inclinada (aparentada com os *goufs*), mas os troços médio e inferior são muito inclinados (semelhante ao perfil das ravinas do talude).

Nestes perfis sobressaem desde logo, duas características típicas dos *goufs* da margem atlântica mencionadas por J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1990), o seu grande comprimento e o fraco declive longitudinal. Estes dois aspectos sugerem-nos duas ideias sobre a sua origem e evolução: a antiguidade destes vales na escala geológica, em virtude da sua elevada extensão, e a forte intensidade do desgaste a que foram sujeitos.

Para se obter uma ideia da intensidade do desgaste que os canhões sofreram, procedemos ao cálculo simples da quantidade de material removido para se formar o vale submarino. Utilizamos dois métodos (de modo a contrastar os resultados), para obter este valor:

1) *Método 1* - a partir de quatro perfis transversais dos cursos médio e superior<sup>5</sup>, calculamos uma área aproximada da secção do canhão para cada perfil correspondente, e de seguida calculamos o volume do canhão entre dois perfis consecutivos. No final, calculou-se o somatório dos volumes obtidos entre perfis, e desta forma, quantificou-se o volume do material erodido;

2) *Método 2* - a partir da área da secção do perfil transversal situado mais a jusante, calculamos o volume ocupado pelo canhão até à sua cabeceira,

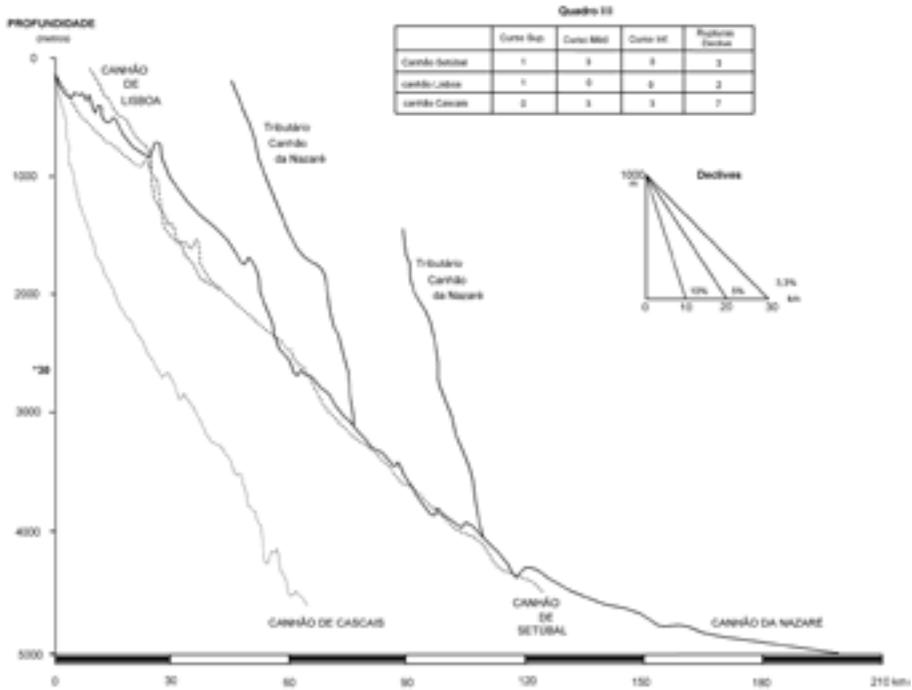
---

<sup>4</sup> A representação nos perfis longitudinais de duas ravinas tributárias do canhão da Nazaré, pretende salientar a diferença no declive longitudinal que os *goufs* possuem, relativamente a outras incisões do talude continental.

<sup>5</sup> Não incluímos no cálculo o curso inferior por dois motivos: não sabermos em que altura se formou o do canhão de Setúbal; a morfologia e composição litológica ser muito diferente.

partindo do princípio que a forma do canhão se aproximava de uma pirâmide tombada.

Figura 23 - Perfis longitudinais dos canhões estudados.



Os valores totais de material erodido (quadro IV), serviram também para calcular uma taxa de erosão anual para cada *gouf*. Consideramos para o referido cálculo que o começo do Neogénico (25 Ma), seria a data em que teria iniciado a formação dos dois *goufs*. Esta data foi escolhida em virtude de não sabermos concretamente, em que altura se formou o canhão de Setúbal (Quadro III), e sabermos que no canhão da Nazaré já existia um vale submarino, pelo menos na parte que actualmente constitui o curso inferior.

Quadro IV - Balanço erosivo dos *goufs* portugueses

	Quantidade de material erodido		Taxa anual de erosão	
	método 1	método 2	método 1	método 2
Canhão da Nazaré	$2 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$	$1,3 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$	80 000 $\text{m}^3$	52 000 $\text{m}^3$
Canhão de Setúbal	$1,1 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$	$4,8 \cdot 10^{11} \text{ m}^3$	46 800 $\text{m}^3$	19 000 $\text{m}^3$

A primeira conclusão que podemos tirar a partir dos resultados, é que a quantidade de material removido para se formar o vale submarino foi maior no canhão da Nazaré do que no canhão de Setúbal, o que era esperado, uma vez que o canhão da Nazaré tem um vale mais largo e longo. Quanto à taxa anual de erosão, verifica-se que para o canhão da Nazaré ela foi aproximadamente, o

dobro da registado para o outro *gouf*. Face a estes resultados podemos concluir que o canhão da Nazaré apresenta uma maior capacidade erosiva do que o canhão de Setúbal, factor que ajuda a compreender três diferenças morfológicas entre os dois *goufs*:

- o canhão da Nazaré é mais extenso; - as suas cabeceiras estão mais próximas da linha de costa; - só o canhão da Nazaré é que possui no curso inferior, duas possantes acumulações turbidíticas nas margens.

A maior capacidade erosiva do canhão da Nazaré, também deve estar associada à existência de um condicionamento tectónico mais importante que favorece o entalhe, e à possibilidade de ter ocorrido um maior fornecimento de material da plataforma para erodir o vale.

Até aos 900m de profundidade, o perfil longitudinal do canhão de Setúbal é mais inclinado (3,5% de declive longitudinal) e regular que o do canhão da Nazaré (figura 23). Talvez esta maior inclinação possibilite actualmente, uma eficácia superior no transporte dos materiais através do canhão, contrariamente ao canhão da Nazaré menos inclinado e mais irregular, como demonstram as várias depressões e elevações assinaladas no seu perfil.

Sensivelmente, a partir dos 900/1000m de profundidade, ocorre uma modificação do declive longitudinal dos *goufs*. Após uma pronunciada depressão e respectiva elevação a jusante, o declive aumenta bruscamente, 20% para o perfil do canhão de Setúbal e 10% para o perfil do canhão da Nazaré.

Abaixo dos 1600m, logo após uma depressão, o *gouf* da Nazaré apresenta uma ruptura de declive (aumenta para 10%), provocando o emparelhamento com o perfil longitudinal do canhão de Setúbal, aos 2300m. Os perfis de ambos são muito semelhantes entre os 2400 e os 4500m, com um declive médio de 3,6%, no entanto, o canhão da Nazaré é mais acidentado, uma vez que nesse segmento regista cinco depressões. A partir dos 4300m os *goufs* apresentam um declive muito suave (0,9%), que se vai atenuando para jusante. No caso do canhão de Setúbal, apesar não termos dados batimétricos após os 4500m, a mesma tendência para atenuar o declive longitudinal deve ocorrer. Os dois *goufs* apresentam os declives mais elevados nos troços do talude médio, entre os 1000 e os 4000m de profundidade.

Existe, como já foi referida uma semelhança no declive longitudinal médio, entre as ravinas tributárias do canhão da Nazaré e o canhão de Cascais. Apresentam perfis longitudinais de forte inclinação, com declives compreendidos entre os 30% e os 50%, e com súbitos aumentos de declive. O canhão de Cascais, no entanto, é uma ravina do talude formada por um vale largo e com o fundo muito irregular, factos que nos apontam para um maior desenvolvimento e antiguidade, relativamente às ravinas típicas do talude, ilustradas pelos dois exemplos do canhão da Nazaré.

Duas características morfológicas particulares dos canhões que os perfis longitudinais revelam, suscitaram a nossa curiosidade: a existência de várias depressões e de significativas rupturas de declive.

Pelo quadro V podemos verificar que o canhão da Nazaré possui o perfil mais irregular, pois apresenta no total treze depressões e oito rupturas de declive. Esta irregularidade pode resultar da suave inclinação do seu perfil longitudinal, relativamente aos demais, facto que se traduzirá numa menor competência para transportar os materiais que afluem ao seu leito, nomeadamente, por correntes de turbidez, ou por movimentos de massa das vertentes.

Quadro V - Número de depressões acíves e rupturas de declive no perfil longitudinal dos canhões estudados.

	Depressões			Rupturas de declive
	curso superior	curso médio	curso inferior	
<b>Canhão da Nazaré</b>	6	5	2	8
<b>Canhão de Setúbal</b>	1	3	0	3
<b>Canhão de Lisboa</b>	1	0	0	2
<b>Canhão de Cascais</b>	0	3	3	7

Os dois *goufs* apresentam mais depressões nos cursos superior e médio, enquanto que o canhão de Cascais regista um maior número no curso inferior. Este canhão, apesar do seu relativo reduzido comprimento, apresenta muitas depressões (seis no total), sendo algumas delas bastantes pronunciadas (figura 23), comportando paredes de 250 metros de altura e declives superiores a 50%.

Numa primeira análise, podemos pensar que o elevado número de rupturas de declive nos canhões da Nazaré e Cascais, poderão resultar da existência de blocos deslocados, ou de diferenças bruscas na resistência das rochas do fundo, que acentuarão o desgaste diferencial provocado pela erosão linear.

Os canhões de Setúbal e de Lisboa, apresentam um perfil mais regular. Esta regularidade pode resultar do facto de constituírem vales apertados de fundo estreito, que aliado ao declive longitudinal elevado, se traduzirá numa maior competência para transportar o material que neles circula.

Na tentativa de esclarecer os motivos pelos quais, os canhões estudados apresentam depressões no seu leito, elaboramos perfis longitudinais mais completos que incorporam toda a informação publicada sobre os *goufs* portugueses (G. BOILLOT *et al.*, 1972a; G. BOILLOT e P. MUSSELEC, 1972; J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981; GROUPE TRANSMARGE, 1982; J. GARDNER e R. B. KIDD, 1987; H. REGNAULD, 1987; D. MOUGENOT, 1989; J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990), bem como, outros dados que derivam do nosso trabalho.

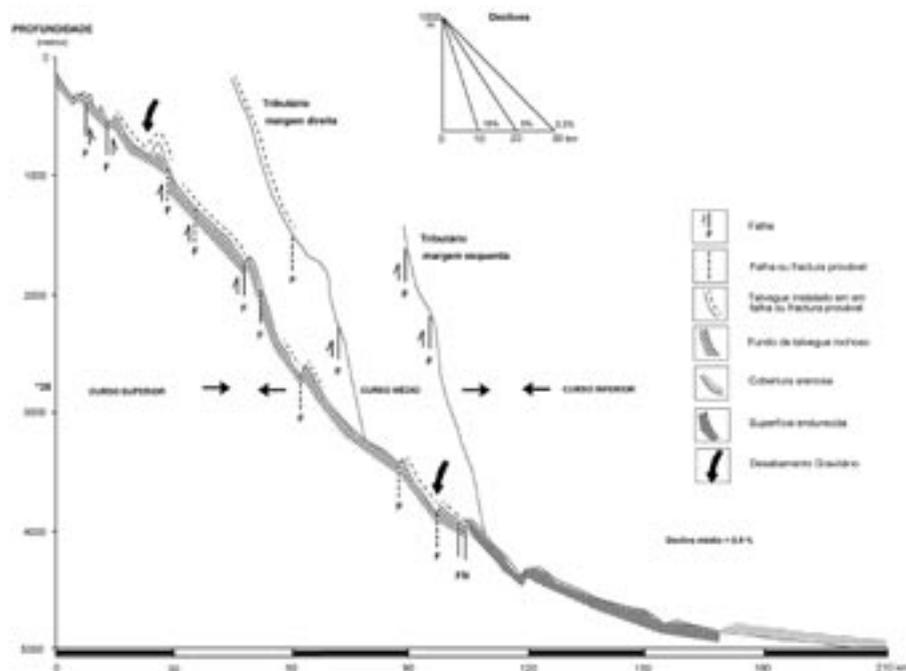
Segundo D. MOUGENOT (1989), o canhão da Nazaré possui um fundo rochoso até aos 3700 metros (figura 24). É nossa convicção, que algumas porções deste fundo estão preenchidas por material deslocado das vertentes, resultante de movimentos de massa que ajudam a provocar correntes de turbidez para jusante. Propomos por isso, ao contrário do referido autor que o

fundo não seja totalmente rochoso e que em certos locais, seja formado por um amontoado de blocos (alguns com dezenas de metros de altura) e de sedimentos. Nalguns canhões mediterrâneos este amontoado pode perfazer uma cobertura significativa do leito, construindo até, algumas elevações (cristas longitudinais e transversais ao leito), com algumas dezenas de metros (GROUPE ESTOCADE, 1978; X. Le PICHON e V. RENARD, 1982).

Dos 3700 aos 4800m, o fundo é constituído por uma superfície endurecida, provavelmente um nível semelhante aos que se encontram em lamas compactadas por correntes rápidas no fundo de vales abissais (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1990). Esta superfície endurecida é o testemunho da existência do canhão no Oligocénico.

Segue-se-lhe uma cobertura arenosa quaternária constituída por cascalhos e areias grosseiras a finas, dispostas em seqüências granoclassificadas, entre as quais se intercalam vasas muito pobres em microfauna (J. C. FAUGÉRES *et al.*, 1984).

Figura 24 - Perfil longitudinal do canhão da Nazaré.



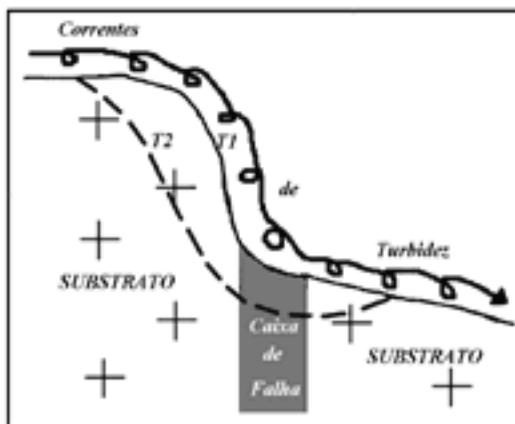
Relativamente à tectónica que afecta o leito do canhão e as duas ravinas já referidas, representámos no perfil as falhas/fracturas longitudinais<sup>6</sup> e transversais, ou subtransversais ao talvegue. Observando a figura 24, nota-se que a localização de algumas falhas define bem a presença de blocos abatidos e

<sup>6</sup> Assinaladas sobre o perfil longitudinal.

soerguidos. Pelo menos quatro rupturas de declive (duas para o canhão e duas para as ravinas) devem estar associadas a escarpas de falha, em que a vertente do bloco soerguido é mais abrupta que a do bloco abatido.

Também podemos verificar que a presença de falhas condiciona a existência de algumas depressões. Esta associação também existe nos sistemas fluviais terrestres, em que o perfil longitudinal dos canais rochosos encaixados é normalmente muito irregular e a secção influenciada pelo controlo estrutural, com a erosão linear a induzir o alargamento e aprofundamento das fracturas e de outras zonas de fraqueza (M. A. SUMMERFIELD, 1991)

**Figura 25 - Formação de uma depressão batimétrica na presença de uma caixa de falha no talvegue. T1 - talvegue pré-deprimido; T2 - talvegue erodido.**

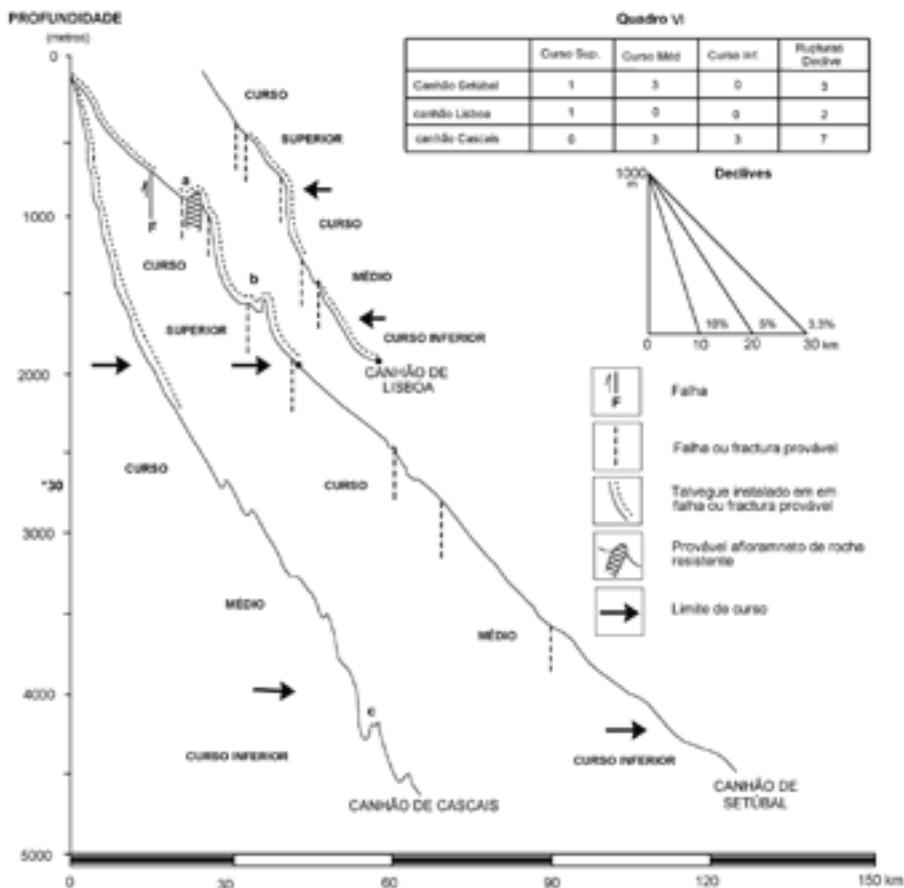


Se considerarmos no caso submarino que estas falhas podem comportar importantes caixas de falha, admitimos que as correntes que se desloquem para jusante (tipo correntes de turbidez), explorem estas áreas de fraqueza do substrato, aprofundando progressivamente o entalhe do talvegue, até se formar uma área deprimida. O desenvolvimento deste processo erosivo no leito do canhão, provocará o recuo da escarpa de falha que irá atenuando o seu declive. Uma hipótese provável da evolução deste processo é ilustrada pelo esquema da figura 25. Convém no entanto, salientar que existem outras depressões do leito que não estão relacionadas com a tectónica, facto que sugere a actuação de outras condições para a sua formação.

Situação interessante apresenta a depressão que se desenvolve aos 4000m de profundidade. No perfil longitudinal, podemos verificar que se localiza numa área em que a constituição litológica do talvegue se altera (de rochoso passa a uma superfície endurecida), e coincide com a frente de cavalgamento (dirigido para norte) que a falha da Nazaré assume neste local (D. MOUGENOT, 1989). Deste modo, será talvez a actuação da erosão diferencial auxiliada pela tectónica local que explicam a formação desta depressão. Curioso é notar que apesar de se reunirem dois factores que à partida, favorecem a formação da depressão, esta não apresenta grande profundidade, nem é tão extensa como outras representadas no perfil.

Outro processo que pode contribuir para a formação de depressões no leito dos canhões é sugerido na figura 24. A ocorrência de movimentos de massa nas vertentes do canhão pode originar a acumulação no leito do material desabado, obstruindo o fundo do canhão e criando uma área deprimida a montante, isto, se considerarmos que esse material não é imediatamente transportado para jusante.

Figura 26 - Perfil longitudinal dos três canhões.



Pela mesma figura, podemos verificar que o próprio talvegue do canhão, se instala em áreas fracturadas ou falhadas, o que não é estranho, uma vez que ele segue grosseiramente, uma das direcções tectónicas predominantes na área (N100-110), a direcção do acidente da Nazaré. No entanto, pensamos que algumas destas falhas/fracturas prováveis assinaladas, podem corresponder a estruturas dobradas (tipo sinclinal), uma vez que na área o regime é compressivo e são conhecidos vales profundos (dos quais o Vale Choffat é um exemplo), com direcções próximas do alinhamento do canhão da Nazaré e que aproveitam estas estruturas (D. MOUGENOT, 1989).

Quanto aos canhões de Setúbal, Lisboa e Cascais dispomos manifestamente de menos informação; falha devidamente confirmada a afectar directamente o talvegue apenas temos uma, mas mesmo assim, apontaremos algumas hipóteses.

O leito do canhão de Setúbal, tem certamente alguns troços instalados em áreas falhadas ou densamente fracturadas (figura 26), já que ele segue direcções de acidentes importantes bem conhecidos em terra, como o alinhamento do Tejo (N30) e a falha de Grândola (N120).

A concordância entre a existência de uma depressão no talvegue e de um acidente tectónico, exemplificada no perfil do canhão da Nazaré, não é tão frequente para o perfil do canhão de Setúbal. Apenas dois exemplos, a 800 e 1500m de profundidade, poderão corresponder a esta associação, mas os acidentes responsáveis por essas depressões não estão comprovados, daí antevermos a intervenção de outros factores para explicar as depressões assinaladas no perfil.

Um caso que ilustra a intervenção de outros processos, relaciona-se com a grande depressão que se desenvolve pelos 800 metros (figura 26). A principal origem desta forma, deve residir na existência de uma bancada de rochas que oferece maior resistência ao desgaste provocado pelas correntes que escavam o fundo do canhão. J. C. VANNEY e D. MOUGENOT (1981) referem para este local, a existência de uma escarpa rochosa que apelidam de Regueiras, o que nos ajuda a confirmar a nossa hipótese. Esta suposição baseia-se principalmente, na configuração batimétrica do local que analisaremos pormenorizadamente, no subcapítulo seguinte.

Quanto ao canhão de Lisboa, verifica-se que apenas possui uma pequena depressão (a 1500m de profundidade), e que deve relacionar-se com a existência de uma falha ou fractura provável. O talvegue deve aproveitar linhas de fraqueza do substrato, uma vez que parte do curso superior, estabelece-se no prolongamento de uma falha assinalada em terra (N160), e os vários troços que o constituem, estão orientados segundo alguns acidentes tectónicos conhecidos na área continental próxima. O aumento do declive longitudinal, aproximadamente, aos 800 metros de profundidade, poderá corresponder a uma escarpa de falha.

No canhão de Cascais (figura 26), é notória a irregularidade do perfil longitudinal e as sucessivas rupturas de declive que o seu talvegue apresenta. O curso superior instala-se sobre vários acidentes tectónicos, e são já conhecidas nas suas cabeceiras algumas falhas (aproximadamente, N/S), que se devem prolongar para jusante, facto que leva certos autores, a considerarem-no como um vale de ângulo de falha (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981). As depressões, apenas existem a partir dos 2700m de profundidade, e algumas assumem proporções importantes, como é o caso da depressão que existe aos 4400m de profundidade. Esta grande depressão possuiu uma parede a montante quase vertical e o entalhe da sua base ultrapassa os 200m. No perfil, a depressão parece ser a base de uma catarata submarina, o que a ser verdade,

constitui mais um processo explicativo da formação destas formas tão peculiares.

O processo de formação destas cataratas submarinas será idêntico ao que se passa nos sistemas fluviais terrestres. É geralmente aceite que a maioria das cataratas se desenvolvem como resultado da erosão de rochas brandas que se encontram debaixo de rochas mais resistentes, e na sua base desenvolvem-se depressões que resultam da forte erosão mecânica provocada pela queda de coluna de água. Admite-se que estas depressões constituem o processo pelo qual a catarata recua e que o recuo promove uma suavização do perfil longitudinal (M. A. SUMMERFIELD, 1991). Quanto a nós, o mesmo processo ocorre a nível submarino, servindo assim, para explicar a formação de algumas depressões evidenciadas nos perfis longitudinais dos canhões que estudámos.

### 3.2 - *A ocorrência de depressões batimétricas noutros canhões.*

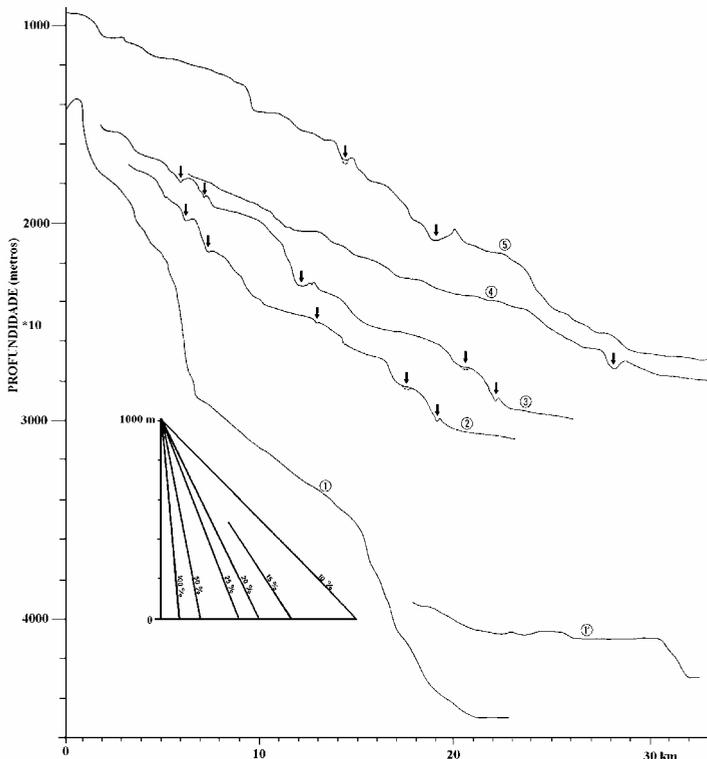
As referências à existência de depressões no leito dos canhões submarinos são escassas, uma vez que se trata de um traço pormenorizado da sua morfologia, que dificilmente é revelado na sísmica de reflexão simples. Só com a utilização de sistemas de sondagem multifeixe, a aplicação do sonar lateral e o recurso a mergulhos de submersível, é possível ter imagens batimétricas que possibilitam o seu estudo, daí que apenas em alguns trabalhos (D. B. PRIOR e J. M. COLEMAN, 1980; C. K. PAULL *et al.*, 1990; C. McHUGH *et al.*, 1993; F. ROURE *et al.*, 1978; M. HOVLAND e A. J. JUDD, 1988; X. Le PICHON e V. RENARD, 1981; W. STUBBLEFIELD *et al.*, 1982) que envolveram reconhecimentos morfológicos de pormenor do leito dos canhões, elas sejam abordadas. Como resultado da leitura desses trabalhos elaboramos uma síntese teórica dos vários mecanismos que contribuem para a formação das depressões batimétricas no leito dos canhões.

X. Le PICHON e V. RENARD (1982), baseando-se em dados de sondagem multifeixe *Seabeam* (como o nosso trabalho), referem a existência de depressões nos canhões da Provença - Stoechades, de canhões do Mediterrâneo Oriental - Malta e Matapan, e da Bretanha - Guilvinec. Com os resultados obtidos nas suas pesquisas submarinas, construíram perfis longitudinais dos talvegues desses canhões (figura 27), os quais evidenciam a existência de várias depressões, algumas das quais bastante expressivas, como acontece no canhão de Guilvinec.

É interessante notar, que os canhões Guilvinec, Malta e Stoechades possuem depressões bem definidas nos perfis longitudinais, enquanto que Matapan, aparentemente não tem nenhuma (figura 27). O canhão Guilvinec, particularmente, apresenta duas profundas depressões circulares (40m) com diâmetros de 2 e 4km. Ambas ficam a jusante, de uma superfície com elevado declive. Estas depressões parecem ser semelhantes às encontradas no canhão de Stoechades, e segundo os autores, a origem deve ser a mesma. No canhão de Malta identificaram dez pequenas depressões, com profundidades entre os 10 a

20m (sondagem *Sea-Beam*), e com diâmetros compreendidos entre os 500 e os 1000m.

Figura 27 - Perfis longitudinais de cinco canhões estudados por X. Le PICHON e V. RENARD (1982). As depressões estão identificadas pelas setas. 1- canhão de Matapan; 2- parte sul do canhão de Malta; 3- parte norte do canhão de Malta; 4- canhão de Stoechades, 5- canhão de Guilvinec.

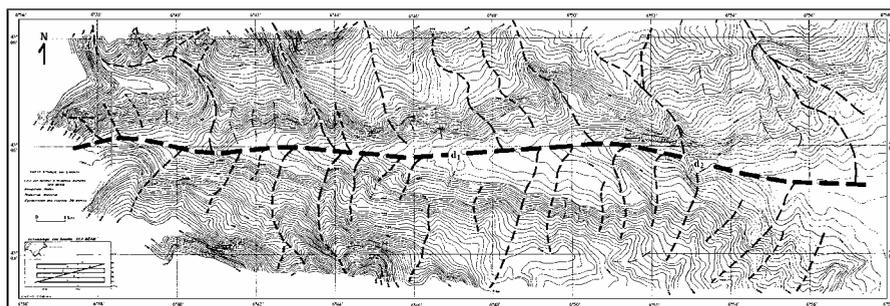


A inexistência de depressões no talvegue do canhão de Matapan (ilha de Malta), em virtude do seu elevado declive médio e das variações bruscas de declive, suportam o argumento de que estas depressões, não resultam de processos erosivos mas sim, de processos deposicionais. Se fossem de origem erosiva, a sua frequência e tamanho, deveriam aumentar com a variação da magnitude do declive, o que não se verificou. Para X. Le PICHON e V. RENARD (1982), face a estes dados, há uma clara indicação que o transporte lateral é transformado em transporte longitudinal, ao longo do eixo do talvegue e dessa forma, os movimentos de massa das vertentes não preenchem as apertadas gargantas porque são evacuados continuamente.

No esboço batimétrico do mesmo canhão (figura 28), notaram que as depressões que apelidaram de *splash-pools*, ocorriam na transição do talvegue profundamente inciso do talude continental (a ocidente de  $6^{\circ}45'E$ ), para o leque submarino, onde a profundidade é superior a 2300m e o canal vai ficando

gradualmente mais largo. Pelo perfil longitudinal do talvegue, verificaram que o aumento de profundidade de W para E, corresponde a um declive médio de 4% (ou 2,3°), e embora o declive seja relativamente uniforme, existe uma sucessão de troços alternadamente planos ou inclinados. Os mais inclinados, tendem a situar-se no lado oposto aos principais tributários de norte (figura 28), facto que reflecte o seu controlo estrutural e se traduz no aumento da erosão, nas junções com os tributários (X. Le PICHON e V. RENARD, 1982).

**Figura 28 - Mapa batimétrico do canhão de Stoechades, equidistância de 20m. As linhas a tracejado identificam o canhão principal e os tributários. D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub> - *splash-pools*.**



Segundo X. Le PICHON e V. RENARD (1982).

Atente-se na presença de uma depressão elíptica (D2), com 1km de comprimento e cuja profundidade dada pela sondagem *Sea-Beam* é de apenas 30m. O esboço expresso na figura 30 que resultou do mergulho de submersível mostra que a sua profundidade ultrapassa os 60m<sup>7</sup>. Repare-se que a vertente ocidental da depressão excede os 60% de declive, constituindo o maior declive encontrado na área. A área a montante da *splash-pool* é actualmente coberta por um caos de blocos que forma uma barreira transversal ao talvegue com aproximadamente, 500m de largura e 1000 m de comprimento. Esta barreira fica na base de uma parede com 100m de altura.

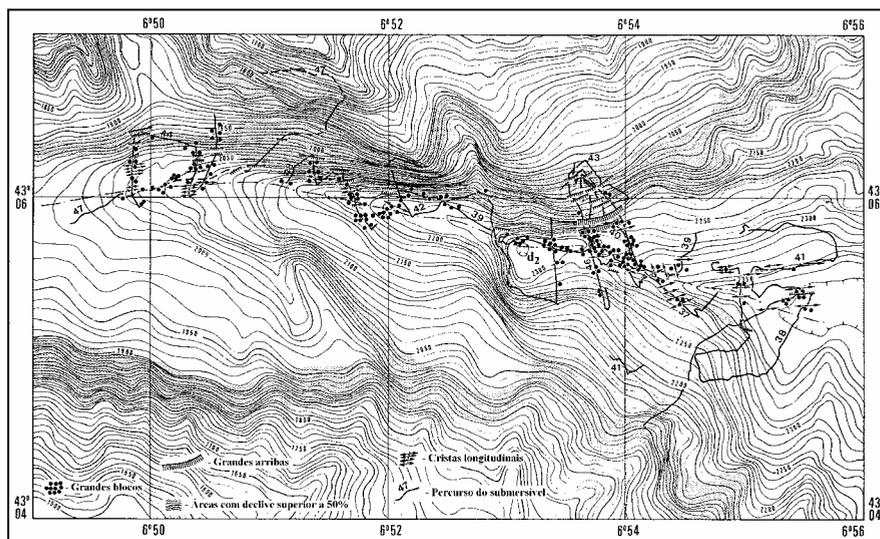
X. Le PICHON e V. RENARD (1982), apoiando-se nos dados que o perfil longitudinal da área fornece, sustentam que esta *splash-pool* foi criada pela formação de uma enorme barreira de blocos<sup>8</sup>, com altura superior a 60 metros e correspondente a um volume de detritos da ordem dos 50×10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.

<sup>7</sup> Os investigadores (X. Le PICHON e V. RENARD 1982) adiantam que a sondagem *Sea-Beam* minimiza a profundidade de algumas depressões para metade. Se o mesmo acontecer com os mapas batimétricos que utilizámos, então devemos admitir que algumas das depressões que estudamos devem ser mais profundas.

<sup>8</sup> Apelidamos de elevações do leito, as barreiras constituídas pelo amontoado de blocos e de sedimento que se encontram a jusante das depressões batimétricas. Nos perfis longitudinais referem-se à elevação logo a jusante das depressões individualizadas.

Num total de cinquenta e uma *elevações do leito* observadas no cañão de Stoechades, e sete na parte inferior do cañão de Saint-Tropez, cinquenta e quatro dispõem-se paralelamente ao eixo dos cañões, enquanto que perpendicularmente a eles, apenas se encontraram quatro (F. ROURE *et al.*, 1978). Isto evidencia que a maioria destas elevações do leito são construídas por fluxos turbidíticos longitudinais que se deslocam para jusante, e não por desabamentos laterais.

Figura 29 - Carta batimétrica de pormenor referente à depressão da figura anterior.



**Segundo X. Le PICHON e V. RENARD (1982).**

Com este trabalho X. Le PICHON e V. RENARD (1982), demonstram que os fluxos turbidíticos podem construir barreiras ao longo do talvegue dos cañões, em locais onde o perfil longitudinal suaviza. O processo inicia-se quando grandes blocos tendem a acumular-se em segmentos do talvegue onde o declive diminui, podendo resultar daí, a formação de barreiras ao longo do talvegue que serão progressivamente cobertas de sedimento, uma vez que funcionam como armadilhas do sedimento que flui para jusante. Com o desenvolvimento destas barreiras, criam-se condições para que se forme uma área deprimida a montante, a denominada *splash-pool*.

Depressões semelhantes às *splash-pools*, são referidas por W. STUBBLEFIELD *et al.* (1982), para o cañão de Wilmington (costa leste dos E.U.A). Os referidos autores observaram (recorrendo ao submersível) que nas margens côncavas dos meandros que este cañão tem, é frequente existirem pequenas depressões (3 a 8m de profundidade), com forma alongada e paralela ao canal. Verificaram também que a morfologia dos meandros comportava três características que contribuem para explicar a formação destas depressões:

- as paredes das margens côncavas são mais inclinadas (30 a 90° de declive) que as das margens opostas;

- na mesma secção do leito, a profundidade é maior junto da base da margem côncava:

- a margem côncava apresenta na maioria das vezes sinais de subescavação.

Face a estes dados, os autores consideram que as depressões encontradas neste canhão, se devem à queda de material instável das vertentes, dada a subescavação da base. É o material desabado que ao acumular-se no leito, forma barreiras transversais ao vale e individualiza pequenas depressões a montante. Como agente que vai provocar a escavação, é sugerida a actuação episódica das correntes de turbidez, dado que algumas depressões estão cobertas por uma fina camada de sedimento (10cm), que apresenta sinais de bioturbação.

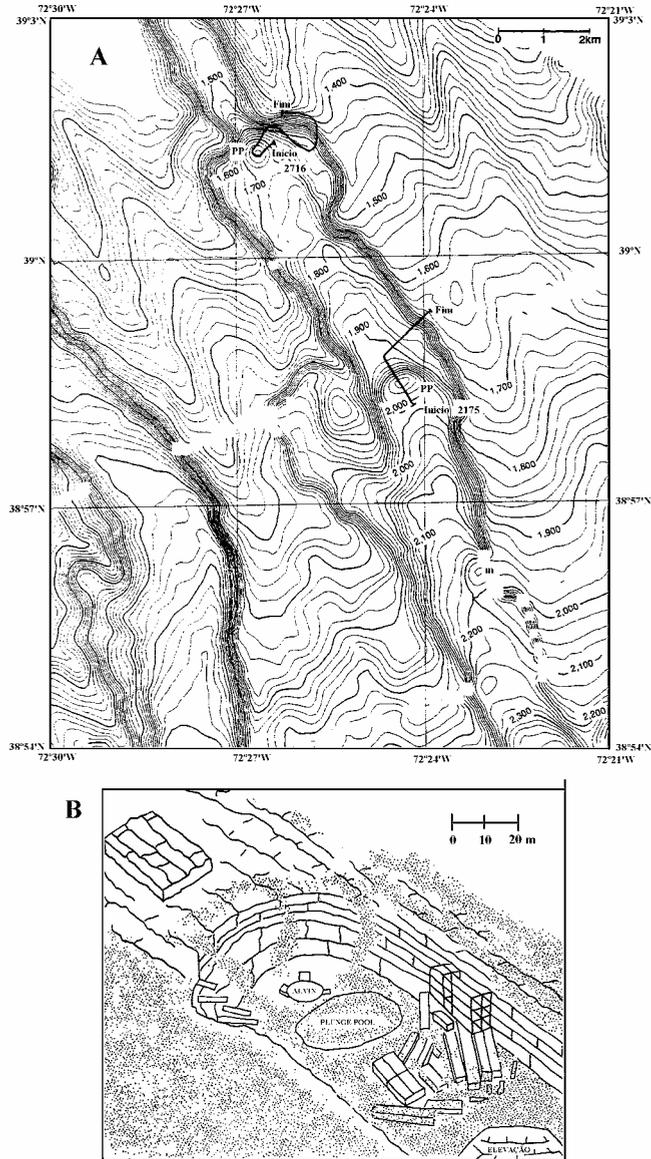
Outro estudo aprofundado sobre as depressões batimétricas do fundo dos canhões foi efectuado por C. McHUGH *et al.*, (1993), nos canhões do talude de New Jersey, em que também se utiliza o submersível Alvin para reconhecimentos de pormenor.

Os canhões desta área entalham rochas carbonatadas e apresentam vales em U, com paredes quase verticais, os fundos lineares e planos; os vales possuem vários terraços inclinados e existe uma rede de tributários bem desenvolvida (figura 30A). Na generalidade destes canhões, as cabeceiras são formadas por materiais com diferente grau de resistência à erosão mecânica, os calcários e os argilitos (o mesmo tipo de rochas que existem nas áreas por nós estudadas).

No leito dos canhões da área junto das cabeceiras, observaram-se depressões que os autores denominaram por *plunge-pools*, com profundidades compreendidas entre os 20 e os 70m. Estas *plunge-pools* são escavadas na base de vigorosas escarpas (100 metros de altura), e possuem uma geometria circular que pode atingir 500m de largura, assumindo assim, uma morfologia que as assemelha às cataratas subaéreas.

Logo a jusante das depressões constataram a existência de pequenas elevações (10 a 30m de altura), próximo da base das escarpas do vale (figura 31). Durante os mergulhos de submersível, observaram um nítido contraste entre o fundo das depressões preenchido por sedimento “sujo” (onde o lixo humano é frequente), e o fundo coberto de sedimento “limpo” apenas uns metros a jusante. Para estes investigadores, a localização e geometria das depressões encontradas, sugerem que os movimentos de massa contribuem de modo decisivo para a sua formação. Segundo C. McHUGH *et al.*, (1993), as depressões resultam da actuação de processos erosivos conjugados com as propriedades físicas do fundo, adiantando que em ambientes carbonatados e siliciclásticos, é frequente encontrar-se pequenas depressões (profundidades de 1 a 5m), mas que em locais constituídos por afloramentos argilosos elas podem ser mais profundas, podendo atingir os 30 m.

Figura 30 - (A) Batimetria *Sea-Beam* do cânhão de Hendrickson na margem continental de New Jersey. As linhas a cheio indicam as pistas dos mergulhos 2175 e 2176 do submersível Alvin. m - elevação topográfica; PP - *plunge-pool*. (B) Esboço de uma depressão e elevação do fundo do cânhão de Hendrickson. A sua geometria e localização sugerem que a sua formação é fundamentalmente, controlada pelo fluxo de sedimentos de elevada energia.



Segundo McHUGH *et al.* (1993).

Na tentativa de chegar a uma explicação mais consistente sobre os processos de formação das depressões estes investigadores propõem e discutem alguns mecanismos conhecidos que podem assumir este papel. Baseando-se em trabalhos anteriores expõem os seguintes mecanismos geradores:

a) - a ocorrência de colapsos diapíricos, devido à dissolução salina do fundo (M. HOVLAND e A. J. JUDD, 1988; PAUL *et al.*, 1990);

b) - a dissolução do substrato carbonatado que constitui o fundo (M. HOVLAND e A. J. JUDD, 1988; C. K. PAULL *et al.*, 1990);

c) - o colapso de sedimento devido ao escape de gás metano e consequente redução do volume (D. B. PRIOR e J. M. COLEMAN, 1980);

d) - a infiltração no substrato de fluidos que alteram a sua coesão interna, como por exemplo os gases biogénicos (M. HOVLAND e A. J. JUDD, 1988; C. K. PAUL *et al.*, 1990);

e) - a ocorrência de processos erosivos.

Segundo os autores (C. McHUGH *et al.*, 1993), a dissolução não é um mecanismo credível, porque os depósitos salinos da margem de New Jersey, estão profundamente enterrados perto do topo de sedimentos *synrift* (aproximadamente, a 14 km de profundidade), na fossa do canhão de Baltimore (J. A. GROW *et al.*, 1988).

Para a segunda hipótese, presentemente, não se conhece nenhum evidência química de fluxos de águas fresca, salobras ou salinas, necessárias para que a dissolução dos carbonatos ocorra. A dissolução era uma hipótese credível, se as depressões estivessem no talude médio e superior, onde os modelos (H. MEISLER *et al.*, 1985), mostraram que o interface fresco-salino poderia chegar, contudo, as depressões são observadas no talude inferior até aos 2300m.

Quanto à hipótese do escape de gás metano, durante os trabalhos de pesquisa detectaram-no em sedimentos do sítio 613 (mergulho do Alvin), 120m acima do fundo no sopé continental, mas não nos sedimentos do talude inferior (sítio 612), cujo conteúdo orgânico (menos que 1%), é considerado insuficiente para a produção de gás, motivos pelos quais esta hipótese é rejeitada.

Para C. McHUGH *et al.* (1993), a hipótese mais plausível revelada pelas evidências morfológicas, assenta na acção dos processos erosivos. Argumentam que os canhões submarinos são canais onde ocorre uma forte intensidade no transporte e erosão, predominantemente, por fluxos de detritos e correntes de turbidez. As *plunge-pools* e elevações do leito apresentam uma configuração circular que contrasta com a geometria tabular e linear das formações rochosas que formam as paredes e os leitos dos canhões (figura 31B). Estes factos sugerem que para além das fracturas diageneticamente induzidas, outros processos devem contribuir para a sua formação.

Segundo os referidos autores, é a erosão dos talwegues por acção dos fluxos turbidíticos e de outros processos de perda de massa que se projectam do cimo das paredes da “catarata”, que ajudam a escavar depressões em calcários e argilas menos resistentes, analogamente ao que se passa com os rios

subaéreos. Nos ambientes fluviais terrestres, a tremenda turbulência gerada na base das quedas de água, resulta na aceleração da erosão de rochas menos resistentes e na formação de *plunge-pools*.

Quadro VI - Síntese dos vários processos que originam depressões no leito dos canhões.

Processo responsável / tipo de depressão	Área onde se encontrou	Forma de Erosão/acumulação	Referência
Sobreescavação da base de uma escarpa de falha que o leito do canhão atravessa. A forma e profundidade que podem ter é variável.	* canhão da Nazaré	erosão	
Estreitamento de troços encaixados do canhões motivados pelo afloramento de rochas resistentes, e que geram forte turbulência a montante, com o consequente desgaste do fundo. As depressões que originam podem ter grandes dimensões.	* canhão de Setúbal	erosão	
Correntes de turbidez que provocam a formação de barreiras no talvegue, constituídas por blocos e sedimentos criando áreas deprimidas a montante. Encontram-se geralmente em troços dos canhões em que o declive longitudinal suaviza e o vale alarga. A forma e profundidade que podem ter é variável. São denominadas por <i>splash-pools</i> .	canhões do Mediterrâneo e da Bretanha	acumulação	X. Le PICHON e V. RENARD, 1981; F. ROURE <i>et al.</i> , 1978.
Subescavação da margem côncava de meandros encaixados por acção das correntes de turbidez, provocando movimentos de massa nas vertentes. O material desabado ao acumular-se no leito individualiza pequenas depressões a montante, apelidadas de <i>splash-pools</i> dos meandros.	Wilmington Canyon - costa leste dos EUA	Erosão	W. STUBBLEFIELD <i>et al.</i> , 1982.
Erosão da base das paredes verticais do talvegue pelo material projectado do cimo pelas correntes de turbidez, ou por movimentos de massa, originando profundas depressões circulares. A morfologia destas áreas assemelha-se a uma catarrata, daí estas depressões denominarem-se por <i>plunge-pools</i> .	canhões da margem continental de New Jersey - Costa leste dos EUA	Erosão	C. McHUGH <i>et al.</i> , 1993.
Dissolução do substrato carbonatado que constitui o fundo, originando a formação de pequenas depressões.	Canhão da Flórida - costa leste dos EUA	erosão	M. HOVLAND e A. J. JUDD, 1988; C. K. PAULL <i>et al.</i> , 1990
Colapso diapírico no leito devido à dissolução salina do substrato.	canhão da Flórida - costa leste dos EUA; canhão de Setúbal	erosão	M. HOVLAND e A. J. JUDD, 1988; C. K. PAULL <i>et al.</i> , 1990; J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981.
Colapso de sedimento que constitui o leito, devido ao escape de gás metano e consequente redução de volume. As depressões que se formam são de pequenas dimensões.	Delta do Mississippi	erosão	D. B. PRIOR e J. M. COLEMAN, 1980
Infiltração no substrato do leito de fluidos (ex.: gás biogénico), que alteram a coesão interna e contribuem para a sua desagregação mecânica, favorecendo o entalhe do fundo.	Canhão da Flórida - costa leste dos EUA	erosão	HOVLAND e JUDD, 1988; C. K. PAULL <i>et al.</i> , 1990

\* proposto por nós, a partir dos dados do nosso trabalho

O facto de estas depressões do talude continental agirem também como efectivas armadilhas de sedimento, sugere que os fluxos turbulentos são intermitentes, e por isso, ocorre uma deposição periódica de sedimentos. As elevações topográficas que não estão cobertas de sedimento são partes residuais do fundo dos canhões.

Apoiando-nos nas nossas ideias e nos trabalhos que consultamos sobre o assunto, elaboramos um quadro síntese que pretende fornecer uma panorâmica

geral dos processos intervenientes na formação das depressões do fundo dos canhões. Neste quadro VI escrevemos sinteticamente o processo responsável pela criação das depressões, bem como, o tipo de morfologia que elas podem assumir. No entanto, dado que ainda não se dispõe de uma comparação exaustiva da morfologia das depressões e da sua relação com o processo que as origina, apenas apontaremos características morfológicas para os tipos que estão melhor documentados.

### *3.3 - Tipologia genética das depressões nos goufs da Nazaré e de Setúbal.*

Os *goufs* que estudamos revelam-se um campo privilegiado para o estudo das depressões batimétricas do fundo dos canhões, conforme podemos constatar pelos seus perfis longitudinais. A diversidade de formas e os processos que elas sugerem para a sua formação, levam-nos a tentar estabelecer uma tipologia genética provisória das depressões, que podemos encontrar nos canhões da Nazaré, Setúbal e Cascais. O facto de subdividirmos a apresentação dos vários tipos de depressões, segundo os diferentes cursos dos canhões, não pretende ilustrar nenhuma especificidade morfológica ou genética, apesar de existir alguma diferença no número e no tipo de depressões por curso, como já vimos anteriormente.

#### 3.3.1 - Depressões batimétricas no curso superior dos canhões estudados.

O canhão da Nazaré no seu curso superior é um vale encaixado em que as vertentes podem atingir os 1000m de altura (figura 31), e que se desenvolve pela plataforma continental sem ramificações até à Nazaré, excepto um vale que o prolonga a NE (Canto de Azeche). As vertentes íngremes parecem ser afectadas por movimentos de massa e seis locais apresentam traços dessa actividade. São visíveis as prováveis cicatrizes de deslizamento que identificamos pela acentuada reentrância que as curvas de nível desenham na carta batimétrica.

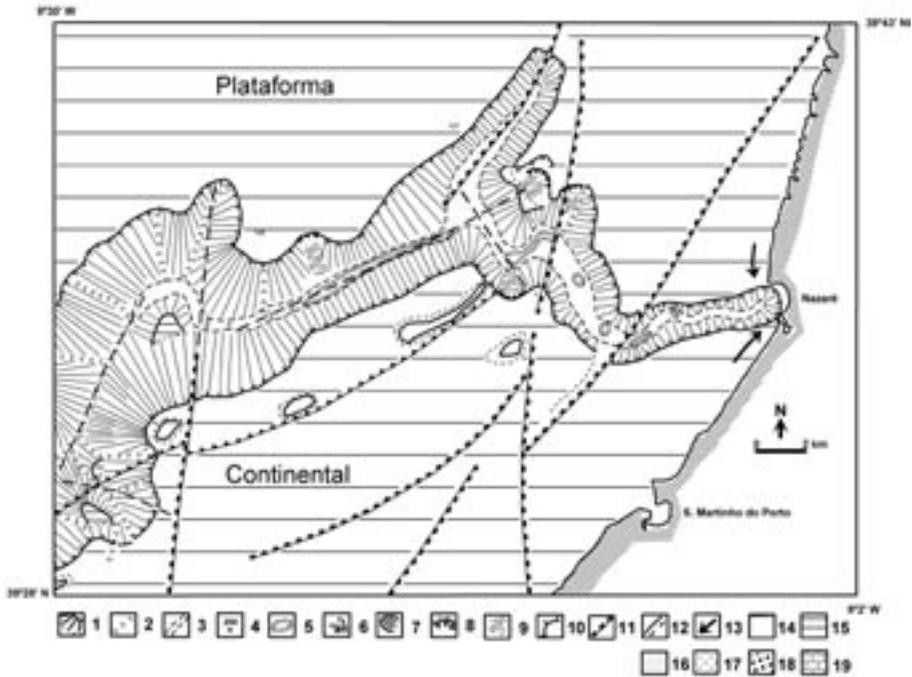
A presença de falhas, N/S, ENE/WSW (falha da Nazaré) e NE/SW, condicionam a localização dos troços do canhão, nomeadamente na formação de meandros, e podem estar na origem de alguns movimentos de massa registados.

Nos troços superiores do canhão da Nazaré, até aos 1400m de profundidade, encontramos sete depressões com dimensões, traçado e profundidades variadas (figura 31 e quadro VII). Numa primeira análise, podemos distinguir dois tipos principais:

- as pequenas depressões (raio entre 150 e 600m), aproximadamente circulares e com profundidades compreendidas entre os 25 e os 72m;

- as depressões estreitas, alongadas longitudinalmente, com largura compreendida entre os 200 e 525m e de comprimento variável, entre os 1350m e os 7800m, assumindo uma delas (N6<sup>o</sup>), um contorno meandrizado.

Figura 31 - Esboço geomorfológico do curso superior do canhão da Nazaré. Legenda dos esboços geomorfológicos: 1 - alto e base de vertente; 2 - ravina tributária; 3 - leito do canhão; 4 - profundidade em metros; 5 - depressão no leito; 6 - ruptura de declive longitudinal (cada segmento aprox. 50m); 7 - afloramento de rocha resistente; 8 - cicatriz de movimento de massa; 9 - provável movimento de massa; 10 - rebordo da plataforma continental; 11 - escarpa de falha; 12 - falha ou falha provável; 13 - sentido da deriva litoral. Cobertura da plataforma continental: 14 - Holocénico; 15 - Quaternário; 16 - Pliocénico; 17 - Miocénico.



Quadro VII - Morfometria das sete primeiras depressões do canhão da Nazaré.

	Comprimento	Largura	Profundidade
Depressão N1	225 m	150 m	25 m
Depressão N2	1350 m	200 m	<50 m
Depressão N3	450 m	600 m	72 m
Depressão N4	225 m	150 m	<50 m
Depressão N5	675 m	300 m	52 m
Depressão N6	2700 m	450 m	<100 m
Depressão N7	7800 m	525 m	103 m

<sup>9</sup> Para distinguir as depressões dos três canhões e localizá-las no seu curso decidimos considerá-las de montante para jusante, acrescentando-lhe a letra inicial do canhão a que pertencem.

As depressões N4 e N5, parecem resultar da erosão cursitária e da dissolução do leito que poderá ser constituído em parte por evaporitos, conforme sugerem os dados de J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1981). A sua forma circular, a reduzida profundidade, bem como o facto de se localizarem na parte central do leito e não existirem evidências de movimentos de massa laterais, parecem ser argumentos que ajudam a confirmar esta hipótese.

As depressões N1 e N3, podemos considerá-las como *plunge-pools*, uma vez que se encontram na base de vertentes íngremes do canhão (vertente norte), onde provavelmente, afluirá material detrítico vindo da plataforma continental. A forma circular, a sua localização, e a morfologia das vertentes, indicam-nos que estas depressões se assemelham a cataratas submarinas. A elevada profundidade que a terceira depressão apresenta (72m), poderá resultar da sobreescavação do fundo, motivada pela presença de uma falha.

As depressões N2 e N6, poderão ser consideradas como *splash-pools* de meandro, uma vez que possuem um alongamento longitudinal e se localizam na margem côncava de um meandro. A sexta depressão é para nós uma forma compósita, já que deve resultar da actuação conjunta de vários processos, uma vez que:

- tem um contorno sinuoso que acompanha o meandro que o canhão desenha, e as margens côncavas apresentam elevados declives, o que pode ser um indício da existência de movimentos de massa importantes, alguns deles assinalados no esboço;

- inicia-se numa área falhada que deve pôr em contacto formações litológicas diferentes;

- logo a jusante o vale estreita-se, factor que é favorável ao abrandamento do transporte no fundo a montante, com a consequente deposição dos materiais provindos dos movimentos de massa das vertentes, e dos materiais que são arrastados pelas correntes de turbidez.

A sétima depressão é uma *splash-pool* que também nos parece ser uma forma compósita, apresentando alguns aspectos curiosos:

- é a mais longa e profunda de todo o canhão (pelos dados da batimetria que temos);

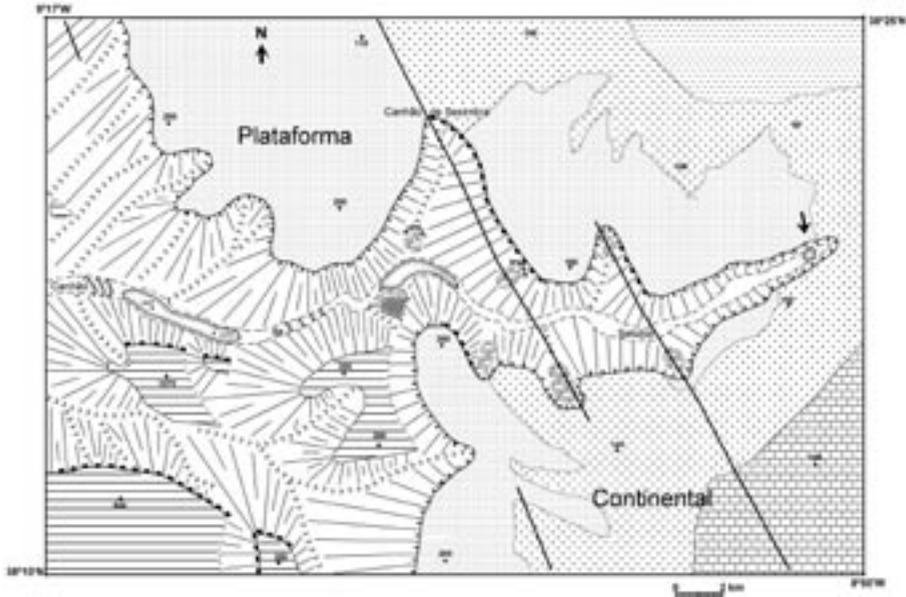
- é rectilínea e estreita, assim como o vale em que se insere, o que provavelmente, estará ligado a um aspecto estrutural do substrato, talvez a existência de uma falha ou fractura, ou a instalação deste troço no reverso de um monoclinálio Cretácico (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981), que poderá conter unidades litológicas menos resistentes, são factos que poderão explicar a profunda escavação do fundo;

- estabelece-se antes do aperto do leito onde ocorre um importante movimento de massa na vertente norte, evidenciado pela cicatriz de deslizamento do material, facto que poderá ter contribuído para a formação de

uma barreira no leito, que pelos dados do perfil longitudinal, deve ter um volume, aproximadamente, de 250.000 m<sup>3</sup>;

Quanto ao canhão de Setúbal, no curso superior desenvolve um vale encaixado e pouco dissecado (figura 32), gradualmente mais largo e com algumas vertentes escarpadas, como acontece na margem sul. Tem um curso meandrizado de fraca amplitude, em função dos desligamentos para SE que delimitam as áreas onde o vale se alarga.

Figura 32 - Esboço geomorfológico do curso superior do canhão de Setúbal. C. S. - canhão de Sesimbra.



Quadro VIII - Morfometria das depressões do curso superior do canhão de Setúbal.

	Comprimento	Largura	Profundidade
Depressão S1	600m	300m	215m
Depressão S2	4200m	750m	>100m
Depressão S3	6300m	450m	1575/1457m

A primeira depressão tem uma forma quase circular e localiza-se na base de uma vertente íngreme da cabeceira, características que a aproximam muito do tipo das *plunge-pools*. A sua forma elíptica deve resultar da erosão provocada pela queda das areias que afluem à abrupta parede norte, representando assim, a base de uma catarata submarina que sofre uma forte erosão mecânica no fundo, provocada pela queda dos materiais do cimo, nomeadamente, aqueles que lhe poderão chegar transportados pela convergência das derivas litorais.

A segunda depressão acompanha o meandro que o canhão descreve e alarga-se na margem côncava, antes do vale se estreitar. A localização desta depressão, leva-nos numa primeira análise, a classificá-la como uma *splash-pool* de meandro, mas vários factos contrariam esta hipótese única. A margem

côncava não possui vertentes íngremes, nem se observa na batimetria, nenhum traço que evidencie movimentos de massa. Por isso, pensamos que a formação desta depressão se deve ao estrangulamento que o vale apresenta, logo a jusante dela. Este estrangulamento (muito bem evidenciado na carta batimétrica), deve-se, provavelmente, à existência de um escarpa talhada em rochas resistentes (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981), que oferecerá maior oposição à erosão provocada pelos fluxos turbidíticos (e outros tipos de correntes que possam ocorrer) que circulem pelo canhão e aos contributos que provenham do canhão de Sesimbra, a norte. Deste modo, neste local devem-se concentrar fortes fluxos de material que ao serem impedidos de se deslocar para jusante, pela presença do obstáculo que estreita o vale, vão provocar um aumento da turbulência a montante, que escavará gradualmente o fundo do canhão, nomeadamente, na margem côncava onde será maior a afluência de material, e os movimentos turbilhonares serão mais fortes.

A terceira depressão apresenta dois fundões, constituindo a mais profunda e a maior forma deste tipo encontrada no leito do canhão de Setúbal. Encontra-se num vale muito encaixado e rectilíneo, em que a vertente sul é formada por uma escarpa íngreme (declive médio de 70%), cujo desnível pode superar os 500m. Dada a sua forma, o seu alongamento longitudinal e as profundidades atingidas, pensamos que outros processos, além dos que já foram referidos devem actuar, uma vez que o vale é muito estreito, as vertentes não apresentam sinais de movimentos de massa e imediatamente a jusante, o talvegue sofre uma ruptura de declive de 250m. Propomos por isso, a existência de evaporitos no leito do canhão que depois de ficarem expostos, sofrerão dissolução salina que será complementada pelos efeitos da erosão linear, como relata F. P. SHEPARD (1981) para o canhão do Congo.

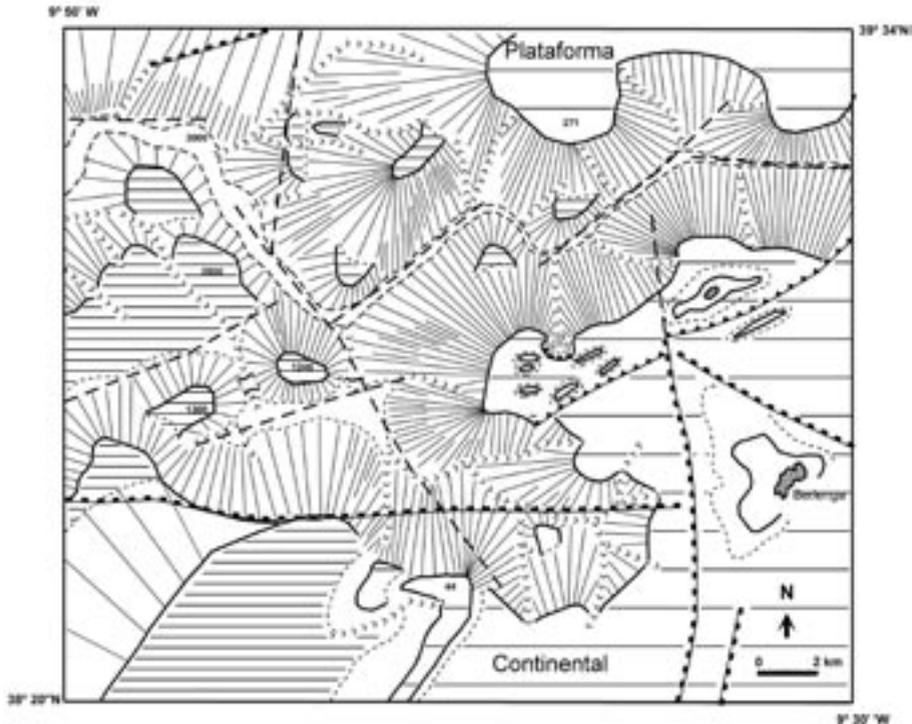
### 3.3.2 - Depressões batimétricas no curso médio dos canhões.

O canhão da Nazaré no seu curso médio, genericamente, constitui um vale muito encaixado, meandrizado e de paredes íngremes (os declives podem chegar a valores superiores a 80%). É formado por segmentos rectilíneos que no conjunto assumem um traçado ortogonal, facto que evidencia o forte controle estrutural desta parte do canhão que abrange o vale da Berlenga e os troços do canhão em frente aos afloramentos hercínicos das Berlengas e dos Farilhões. Pelo esboço geomorfológico (figura 33), verificamos que existe uma rede de falhas com várias direcções que afectam a plataforma, nomeadamente, a falha ENE/WSW que representa a falha da Nazaré, em que o soco hercínico (ilhas dos Farilhões) cavalga para sul, terrenos mais recentes do Cretácico.

A oitava e nona depressão do canhão da Nazaré, localizam-se na margem côncava de meandros encaixados, daí, podermos considerá-las como *splash-pools* de meandro, e por isso, supomos que sejam de pequena profundidade. A sua forma alongada e paralela ao canal, bem como as paredes íngremes das margens côncavas, são sinais morfológicos que confirmam a sua génese. O único elemento que nos falta para confirmar esta ideia, prende-se com os poucos

sinais de movimentos de massa patentes na batimetria, particularmente na margem côncava, o que para nós se pode dever, ao facto das vertentes serem talhadas em formações muito resistentes (hercínicas e jurássicas), e que por isso, apenas sofrem ligeiras quedas gravitárias, suficientes para formar as depressões, mas insuficientes para serem detectadas na batimetria, a esta escala.

**Figura 33 - Esboço geomorfológico do curso médio do canhão da Nazaré e Vale da Berlenga.**



No caso da oitava depressão, a subescavação da margem côncava do meandro deve ser facilitada pela fraqueza estrutural da área, motivada pela existência de uma falha N/S.

**Quadro IX - Morfometria das depressões do canhão da Nazaré.**

	Comprimento	Largura	Profundidade
Depressão 8	1500m	300m	*
Depressão 9	750m	300m	*

\* Desconhecemos o valor da profundidade destas depressões, no entanto, ele deve ser inferior à equidistância das curvas de nível (ver subcapítulo 2.1.2).

Merece também a nossa atenção nesta área, o Vale da Berlenga, que apresenta uma rede de canais bem delineada, em que o leito principal se dirige para uma depressão situada a 2058m de profundidade, desenvolvendo uma espécie de circulação endorreica. Este aspecto da rede de drenagem submarina faz-nos pensar que algum evento (recente?), desorganizou a rede que circularia

para o canhão da Nazaré, estando actualmente separada dele, apenas por uma exígua portela.

Segundo J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1981), o Vale da Berlenga corresponde a uma antiga linha de costa, de onde se teria começado a formar um canhão que se prolongava pelo talude continental, talvez fruto de uma erosão/comportamento diferencial do substrato rochoso, ígneo/metamórfico para a Berlenga e Farilhões, sedimentar para o resto, e talvez pela convergência que as derivas litorais aqui fariam, originando uma corrente de retorno que escavava a escarpa. No entanto, a litologia deve ter funcionado depois como um obstáculo à erosão regressiva, retardando o recuo da escarpa, uma vez que à medida que se dava o recuo, mais se entrava nos terrenos hercínicos, resistentes à erosão mecânica e menos propícios aos colapsos gravitários. Daí, que o canhão talvez tenha explorado a escarpa que lhe ficava mais a norte, e recuado pelo local onde se dá uma alteração litológica (passa-se para afloramentos mais recentes do Cretácico e do Cenozóico), onde aparentemente, o substrato apresenta linhas de fraqueza.

Várias hipóteses e várias questões podemos colocar para explicar a desorganização aparente, da rede de drenagem submarina neste local. Outra hipótese pode seguir o raciocínio de J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1981), que consideram a forma actual deste vale, como o resultado de um megadeslizamento, com origem no rebordo da plataforma continental, facilitado pela descontinuidade litológica e pela tectónica. O material deslizado constituirá actualmente, as duas elevações a jusante, 1300m e 1245m (figura 33). Esta ideia poderia explicar a existência da depressão e da drenagem endorreica, mas coloca-nos outra questão. Se é um megadeslizamento, porque razão ele não obstruiu o canhão da Nazaré? Será que mesmo considerando a obstrução do canhão, este ainda teve “forças” para escavar no seio do material deslizado uma garganta que o libertasse desta oclusão? Julgámos que esta não será a única explicação, e por isso, sugerimos que a configuração batimétrica e a drenagem submarina desta área resultem da intervenção da tectónica em tempos recentes (Quaternário?).

Nesta área já verificamos que a tectónica é o factor mais importante (não esquecendo o papel da litologia), uma vez que condiciona a disposição topográfica do relevo, assim como, a rede de drenagem submarina. O canhão apresenta um traçado rígido e recortado que alude a um forte controlo estrutural; são várias as falhas que aí existem e uma delas, a falha da Nazaré (ENE/WSW), corresponde a uma descontinuidade estrutural muito importante que rejogou até tempos muito recentes, mantendo até ao presente a sua actividade, documentada pela ocorrência de sismos profundos. A disposição do relevo demonstrada pelo esboço geomorfológico sugere a existência de várias escarpas de falha que evidenciam o soerguimento ou afundamento de blocos, o próprio Terraço Fleury que é considerado um bloco abatido, fica exactamente no prolongamento das duas elevações que separam o Vale da Berlenga do canhão da Nazaré. Face a estas condicionantes, julgámos que terá sido a

intervenção da tectónica recente (os sismos recentes ajudam-nos a confirmar esta ideia), que terá soerguido as duas elevações já referidas e originado a desorganização da rede de drenagem, bem como, a formação da depressão que a drena.

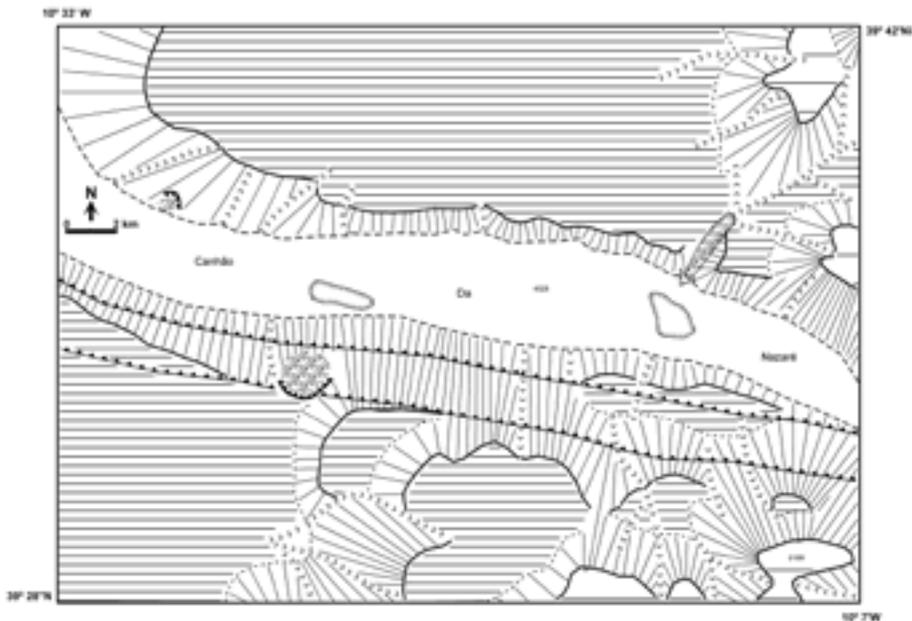
Apesar desta nossa hipótese sobre a morfogénese da área, outras questões ficam por responder. Porque razão, ainda não se deu a captura da circulação deste vale, pela rede do canhão da Nazaré? Estará eminente, será pelo facto deste levantamento ser muito recente que ela ainda não ocorreu? Os dados por nós obtidos com outra técnica que não apresentamos neste trabalho, o traçado das curvas de talvegue, parecem-nos indicar que a captura está em marcha.

Porque razão esta depressão parece não estar a ser colmatada, uma vez que a sua forma triangular, conserva os vértices dos afluentes que para ela confluem? Estas questões, possivelmente, merecem novos trabalhos e provavelmente, quando tivermos uma resposta satisfatória poderemos interpretar melhor toda a condicionante estrutural do canhão da Nazaré.

### 3.3.3 - Depressões batimétricas no curso inferior dos canhões.

Dada a inexistência de sondagem *Sea-Beam*, para o curso inferior do canhão de Setúbal, neste ponto apenas iremos abordar, as depressões batimétricas que encontramos no canhão da Nazaré.

**Figura 34 - Esboço geomorfológico do curso inferior do canhão da Nazaré.**



Este canhão no seu curso inferior (figura 34), é um vale largo em forma de gamela e constituído por uma cobertura sedimentar endurecida (D. MOUGENOT, 1989). A margem sul é uma escarpa de falha íngreme (os

declives podem atingir os 40%), enquanto que a margem norte se desenvolve por uma vertente moderadamente inclinada e entalhada.

As depressões que encontramos neste troço são largas e alongadas (de ordem quilométrica), e a sua profundidade deve ser reduzida, uma vez que o fraco declive longitudinal, o canal largo e aplanado que o canhão forma, são factores que implicarão que o material se deposite por perda de competência para o transporte.

**Quadro X - Morfometria das depressões do curso inferior do canhão da Nazaré.**

	Comprimento	Largura	Profundidade
Depressão N13	2700m	1650m	*
Depressão N14	3000m	900m	*

**Quadro XI - Síntese da tipologia das depressões batimétricas encontradas no leito dos canhões da Nazaré e Setúbal.**

Morfologia	Processo responsável	Localização nos canhões	Depressões representativas
Pequenas depressões circulares geralmente, pouco profundas (algumas podem atingir os 70m).	1) a dissolução do substrato carbonatado que constitui o leito; 2) a sobreescavação de escarpas de falha; 3) a existência de barreiras transversais ao talvegue criando splash-pools.	curso superior e médio (plataforma e talude continental superior)	N4, N5. N10, N3.
Depressões estreitas, alongadas longitudinalmente e com grande profundidade (entre 100 e 375m). Encontram-se em troços muito encaixado e rectilíneos.	1) a exploração de linhas de fragilidade no substrato pela erosão linear; 2) a ocorrência de movimentos de massa nas vertentes que provocam a formação de barreiras no leito encaixado, criando splash-pools; 3) o colapso diapírico devido à dissolução salina do fundo; 4) estreitamento do vale pela presença de rochas resistentes.	curso superior e médio (plataforma continental)	N7, N10. N7, N6, N11. S3. S2.
Depressões circulares e profundas que se localizam na base de escarpas íngremes. Assemelham-se a cataratas submarinas ( <i>plunge-pools</i> ).	1) a escavação da base de paredes íngremes pelo material projectado de cima.	curso superior e médio (plataforma e talude continental superior)	N1, N3. S1.
Estreitas depressões localizadas nos cotovels de meandros encaixados. O comprimento que podem ter é variável, e a profundidade que podem atingir é mal conhecida.	1) a subescavação da base da vertente da margem côncava de meandros encaixados, provocando movimentos de massa. O material desabado ao acumular-se no leito individualiza pequenas depressões a montante, apelidadas de <i>splash-pools</i> dos meandros. Na maioria dos casos a escavação é facilitada pela existência de linhas de fragilidade no substrato.	Curso superior e médio (plataforma e talude continental)	N2, N6, N8, N9, N12... S2, S4.
Largas depressões elípticas que se encontram nos leitos planos e largos. A profundidade deve ser reduzida.	1) a erosão diferencial do leito provocada pela alteração na constituição litológica do fundo (rochas brandas / rochas resistentes); 2) a formação de barreiras transversais ao leito provocadas pelo material transportado por ravinas adjacentes; 3) a ocorrência de movimentos de massa nas vertentes que provocam a formação de barreiras no leito encaixado, criando splash-pools.	curso inferior	N12, N13, N14.

A depressão número treze, deve resultar da acumulação de material detrítico de duas proveniências: o material transportado pelo canhão e o material proveniente da ravina, a norte, que flanqueia o bordo oriental do

Monte Freire de Andrade, elemento que poderá explicar o alongamento da depressão na sua direcção. Este tributário que aproveita uma falha normal constitui o mais longo e ramificado tributário da margem norte, e ao longo do seu curso deverão ser prováveis e frequentes, os movimentos de massa. Estas quedas de material, certamente, originarão fortes correntes de turbidez que arrastarão pesados blocos que depois se depositarão no fundo do canhão.

A décima quarta depressão deve resultar do movimento de massa ocorrido na escarpa de falha que forma a vertente sul, e que terá sido a origem de material depositado no talvegue, colmatando-o e deixando atrás de si uma área deprimida. Os processos de circulação no fundo do canhão, serão os responsáveis pelo alongamento longitudinal da depressão.

Face às ideias acima expostas, julgámos ser possível estabelecer uma tipologia provisória (quadro XI), do tipo de depressões que podemos encontrar nos canhões que estudamos, reforçando a ideia que a maioria destas depressões resultam da actuação conjunta de vários processos, com realce para a litologia, a estrutura e as condições hidrodinâmicas particulares que se fazem sentir de montante para jusante.

## 5. Conclusões

A análise morfológica que realizamos dos goufs portugueses confirmou o condicionamento estrutural que a morfologia destes profundos vales apresenta. Os canhões são imponentes formas submarinas resultantes da erosão regressiva, motivada pela circulação de potentes fluxos detríticos que exploram linhas de fragilidade da margem portuguesa.

Transversalmente, os dois *goufs* portugueses são muito diferentes. O da Nazaré apresenta um vale bem diferenciado ao longo do seu curso enquanto que o canhão de Setúbal conserva uma certa uniformidade na sua forma, talvez fruto de esforços tectónicos menos intensos e de uma capacidade erosiva menor.

Longitudinalmente, a morfologia dos *goufs* altera-se, mas entre si mantêm uma certa homogeneidade. O curso superior isolado e encaixado chega perto da linha de costa, onde capta as areias trazidas pela deriva litoral, mas o curso médio é o sector mais encaixado e recortado, no qual as vertentes atingem fortes declives e o seu traçado ondulado comporta vários meandros. No curso inferior assiste-se ao alargamento do vale e à sua regularização.

A instalação dos goufs portugueses e da sua rede de entalhes tributários, obedece a um controlo estrutural evidente, denunciado pelo padrão de drenagem, pela presença de meandros encaixados e principalmente, por seguirem as direcções tectónicas mais importantes para cada área, sentida nomeadamente, nos troços mais longos da rede de entalhes submarinos.

A aplicação de técnicas de análise do relevo submarino, baseada em metodologias para o domínio emerso revelou-se encorajadora e os resultados

obtidos, nomeadamente, sobre a composição litológica e estrutural dos canhões, permitiu-nos formular hipóteses válidas sobre o relevo submarino dos canhões e que talvez possam servir para direccionar novos trabalhos.

Os canhões submarinos possuem a nível particular, formas no leito muito próprias, como são as depressões batimétricas, que funcionam como provas indirectas do tipo de hidrodinamismo, de litologia e de estrutura dos locais onde se encontram.

## Bibliografia

- AFFIAN, K. NAUDIN, PRUD'HOMME, R.; GRIBOULARD, R. (1987) – Contrôle structural de la morphologie de la marge Ivoirienne et du Golfe de Guinée septentrional. *Bulletin Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, n.º 42, p. 85-98.
- ANTUNES, M. T. (1980) – Le cycle alpin: Néogène. 26ème Congrès Géol. Inter. Paris, PORTUGAL, *Introduction à la géologie régionale*, G14, p. 77-85.
- ANTUNES, M. T. *et al.* (1981) – Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal) et l'évolution géologique régionale. *Ciências da Terra*, n.º 6, p. 153-168.
- ARAÚJO, A. (1985) – Linhas gerais de uma nova metodologia do estudo do litoral. *Revista da Faculdade de Letras do Porto – Geografia*, I série, v. I, p. 75-87.
- AUXIETRE, J. L. e DUNAND, J. P. (1978) – Géologie de la marge ouest ibérique (au nord de 40°N): le banc de Galice, les montagnes de Vigo, de Vasco da Gama et de Porto. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique Nord. *Thèse 3ème cycle, Université Paris VI*, 216 p.
- BERTHOIS, L. e BRENOT, R. (1962) – Bathymétrie du secteur atlantique du Banc Porcupine au cap Finistère. *Revue Travaux. Institut Pêches Maritimes*, v. 26, p. 2.
- BOILLOT, G. *et al.* (1972<sup>a</sup>) – Géologie du plateau continental portugais au nord du cap Carvoeiro. La série stratigraphique. *Comptes Rendues Académie Sciences Paris*, v. 274, p. 2748-2751.
- BOILLOT, G. *et al.* (1972<sup>b</sup>) – Géologie du plateau continental portugais au nord du cap Carvoeiro. Structure au nord et sud du canyon de Nazaré. *Comptes Rendues Académie Sciences Paris*, v. 247, p. 2852-2854.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; HENNEQUIN-MARCHAND, I.; LAMBOY, M.; LEPETRE, J. P. e MUSSELEC, P. (1974) – Le rôle des décrochements "tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la péninsule Ibérique. *Revue Géographie Physique et Géologie Dynamique*, v. 16, p. 75-86.

- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A. e MUSELLEC, P. (1975) – Carte géologique du plateau continental nord portugais. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 17, n.º 4, p. 462-480.
- BOILLOT, G.; MOUGENOT, D. *et collaborateurs* (1978) – Carta Geológica da plataforma continental de Portugal, escala 1/1000.000. *Publicação dos Serviços Geológicos e Instituto Hidrográfico de Portugal*, Lisboa.
- BOILLOT, G.; MALOD, J. A. e MOUGENOT, D. (1979) – Evolution géologique de la marge ouest ibérique. *Ciências da Terra*, n.º 5, p. 215-222.
- BOUCART, J. (1938) – La marge continentale, essai sur les régressions et transgressions marines. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 8, 5-6, p. 393-474.
- BRUNET, R. (1963) – Les cartes de pentes. *Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud-ouest*, v. 34, p. 317-334.
- Carta litológica submarina da costa de Portugal, 1-1913, 2-1914, 3-1941, 4-1920, 5-1928, 6-1927, 7-1924, 8-1940. *Missão hidrográfica da costa de Portugal*. Ministério da Marinha, Lisboa.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE *et al.* (1983-85) – Evolução paleogeográfica da bacia cenozoica do Tejo-Sado. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, v. XXIV, p. 209-212.
- COPPIER, G. (1982) – Tectonique et sédimentation tertiaires sur la marge sud portugaise. *Thèse 3ème cycle, Université Paris VI*, 140p.
- COPPIER, G. e MOUGENOT, D. (1982) – Stratigraphie sismique et évolution géologique des formations néogènes et quaternaires de la plateforme continentale portugaise au sud de Lisbonne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 24, 3, p. 421-431.
- DAUVILLIER, A. (1961) – L'origine du gouf de Cap-Breton. *Sciences*, p. 49-55.
- DAVEAU, S.; LAUTENSACH, H. e RIBEIRO, O. (1987) – *Geografia de Portugal*. Edições João Sá Costa, Lisboa, v. I, 335 p.
- DIAS, J. M. A. e PEREIRA, A. (1993) – *A plataforma continental portuguesa. O Quaternário em Portugal, Balanços e Perspectivas*. Edições Colibri, Lisboa, p. 51-61.
- DIETZ, R. S.; KNEBEL, H. J. e SOMERS, L. H. (1968) – Cayar submarine canyon. *Bulletin of Geological Society of America*, v. 79, 12, p. 1821-1828.
- DROZ, L.; BLAREZ, E.; MASCLE, J. e SOMBO, B. (1985) – The "Trou sans Fond" deep-sea fan off Ivory coast, Equatorial Atlantic. *Marine Geology*, v. 67, p. 1-11.
- EL FOUGHALI, A. e GRIBOULARD, R. (1985) – Les grands traits structuraux et lithologiques de la marge Atlantique Marocaine, de Tanger a Cap Cantin. *Bulletin Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, n.º 38, p. 179-211.
- FAUGÈRES, J. C.; GONTHIER, E.; PUJOL, C.; DEVAUX, M. e PHILIPS, L. (1984) – La mission Faegas IV: premiers résultats sur les sédiments profonds de la marge ouest ibérique, du golfe de Cadix et de la mer d'Alboran. *Bulletin Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, v. 36, p. 67-83.

- FOUCAULT, A.; RAOULT, J. F. (1980) – *Dictionnaire de Géologie*. Masson, Paris, 334p.
- FREIRE DE ANDRADE, C. (1933) – A tectónica do estuário do Tejo e dos Vales submarinos ao largo da Costa da Caparica e a sua relação com as nascentes termo-medicinais de Lisboa (considerações preliminares). *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, v. 19, p. 23-40.
- FREIRE DE ANDRADE, C. (1937) – Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 249 p., 7 esboços geológicos, 1 carta tectónica na escala 1/1 000 000.
- GARDNER, J. e KIDD, R. (1987) – Sedimentary processes on the North-western Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar and seismic data. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, 3, p. 397-407.
- GEORGE, P. (1974) – *Dictionnaire de la Géographie*. Presses Universitaires de France, Paris, 451 p.
- GRILLOT, J. e C. ALMEIDA (1981-82) – Tectonique cassante post hercynienne dans l'Algarve (sud du Portugal). Incidence sur l'hydrologie karstique. *Revue Géographie Physique et Géologie. Dynamique*, v. 23, 2, p. 119-130.
- GROUPE ESTOCADE (1977) – Etude par submersible des canyons des Stoechades et de St. Tropez, *Comptes Rendues Académie Sciences Paris*, sér. D, 284, p.1631-1634.
- GROUPE ESTOCADE (1978) – Messinian sub aerial erosion of the Stoechades and St. Tropez canyons, *Marine geology*, v. 27, p. 247-269.
- GROUPE TRANSMARGE, (1982) – Levé bathymétrique de précision, à l'aide du sondeur multifaisceaux Seabeam, du canyon de Nazaré (marge continentale portugaise). *Comptes Rendues Académie Sciences Paris*, v. 294, p. 1099-1102.
- HEEZEN, B. C.; MENZIES, R.; SCHNEIDER, E. D.; EWING, W. e GRANELLI, N. C. L. (1964) – Congo submarine canyon. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 48, 7, p. 1126-1149.
- HOVLAND, M. e JUDD, A. J. (1988) – *Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology, and the marine environment*. Graham and Trotman, Massachusetts, 263p.
- HOWARD, A. D. (1967) – Drainage analysis in geological interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 51, p. 2246-2259.
- KIDD, R. B. e ROBERTS, D. G. (1982) – Long-range side scan sonar studies of large-scale sedimentary features in the North Atlantic. *Bulletin Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, v. 31, p. 11-29.
- KING, C. A. M. (1974) – *Introduction to Marine Geology and Geomorphology*. Edward Arnold, London, 309 p.
- KUENEN, P. H. (1953) – Origin and classification of submarine canyons. *Geological Society American Bulletin*, v. 64, p. 1295-1314.

- LALLEMAND, S.; MAZE, J. P.; MONTI, S. e SIBUET, J. C. (1985) – Présentation d'une carte bathymétrique de l'Atlantique Nord-Est. *Comptes Rendues Académie Sciences Paris*, v. 300, 4, p. 145-149.
- LAUGHTON, A. S.; ROBERTS, D. G. e GRAVES, R. (1975) – Bathymetry of northeast Atlantic: Mid-Atlantic ridge to southwest Europe. *Deep-Sea Research*, v. 22, p. 791-810.
- Le PICHON, X. e RENARD, V. (1982) – Avalanching: a major process of erosion and transport in deep-sea canyons: evidence from submersible and multi-narrow beam surveys. In: R. A. Scrutton and M. Talwani (eds), *The Ocean Floor* John Wiley & Sons Ltd, p. 113-128.
- LEPVRIER, C. e MOUGENOT, D. (1984) – Déformations cassantes et champs de contrainte post hercyniens dans l'ouest de L'Ibérie (Portugal). *Revue Géographie Physique et Géologie Dynamique*, v. 25, 4, p. 291-305.
- MALOD, J. A. (1980) – La marge atlantique marocaine au Nord de Casablanca. *Revue Géographie Physique et Géologie Dynamique*, vol. 22, 3, p. 201-212.
- McGREGOR, B. e BENNETT, R. H. (1979) – Mass movement of sediment on the continental slope and rise seaward of the Baltimore canyon trough. *Marine Geology*, v. 33, p. 163-174.
- McHUGH, C.; RYAN, W. e SCHREIBER, C. (1993) – The role of diagenesis in exfoliation of submarine canyons. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 77, 2, p. 145-172.
- MONTEIRO, J. H. e MOITA, I. (1971) – Morfologia e sedimentos da plataforma continental e vertente continental superior ao largo da península de Setúbal. *1º Congresso Luso-Hispano-Americano de Geologia Económica*, sec. 6, p. 301-330.
- MOUGENOT, D. (1976) – Géologie du plateau continental portugais (entre le cap Carvoeiro et le cap de Sines). *Thèse 3ème cycle, Université Rennes*, 134 p.
- MOUGENOT, D. (1989) – *Geologia da Margem Portuguesa*, Instituto Hidrográfico, Lisboa, 262p.
- MOUGENOT, D. *et al.* (1979) – La marge continentale sud portugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências da Terra*, v. 5, p. 223-246.
- MUERHCK, P. (1978) – *Map use, reading, analysis and interpretation*. J. P. Publishers, Madison, p. 217-220.
- MUSSELEC, P. (1974) – Géologie du plateau continental portugais au Nord du cap Carvoeiro. *Thèse 3ème cycle, Université Rennes*, 170 p.
- NAUDIN, J. J. e PRUD'HOMME, R. (1971) – Méthodes d'analyses morphologiques et morpho structurales d'interprétation des topographies et des bathymétries dans les domaines continentaux et marins. *Bulletin Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, n.º 10, 69p.
- NAUDIN, J. J. e PRUD'HOMME, R. (1973) – La magnitude des réseaux d'entailles. Relations avec l'environnement géologique. *Bulletin Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, n.º 13, p. 117-128.

- NAUDIN, J. J. e PRUD'HOMME, R. (1980) – La analyse cartographique: étude numérique des caractéristiques morphologiques des surfaces. *Sciences de la Terre*. n.º 15. p. 47-71.
- NESTEROFF, W. *et al.* (1968) – Les dépôts récents du canyon de Cap-Breton. *Bulletin de la Société Géologique de France*. v. 7, X, p. 218-252.
- PAULL, C. K.; SPIESS, F. N.; CURRAY, J. R. e TWICHELL, D. C. (1990) – Origin of Florida canyon and the role of spring sapping on the formation of submarine box canyons. *Geological Society American Bulletin*. v. 102, p. 502-515.
- PEREIRA, A. R. (1992) – *A geomorfologia da margem continental portuguesa e a interdependência das plataformas continental e litoral: evolução do conhecimento e linhas de investigação*. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, Rel.30, 85 p.
- PERES, J. M.; PICARD, J. e RUIVO, M. (1957) – Résultats de la campagne de recherches du bathyscaphe F.N.R.S III organisée par le Centre National de la Recherche Scientifique sur les côtes du Portugal. *Bulletin Institut Océanographie*, v. 1092, p. 1-31.
- PRIOR, D. B. e COLEMAN, J. M. (1980) – Sonograph mosaics of submarine slope instabilities, Mississippi river delta. *Marine Geology*, v. 36, p. 227-239.
- PRUD'HOMME, R. e VIGNEAUX, M. (1970) – Études géomorphologiques et morpho métriques du substratum sous-marins profond du Golfe de Gascogne. *Comptes Rendues Académie Sciences*, v. XXV, p. 1-19.
- REGNAULD, H. (1987) – *Géomorphologie de la pente continentale du Portugal*. Département de Géographie de l'Université de Paris-Sorbonne, n.º 15, 141 p.
- RIBEIRO, A. *et al.* (1979) – *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p.
- RIBEIRO, A. (1980) – Cadre structural et géotectonique. Séismicité et neotectonique. 26ème Congrès Géol. Inter. Paris, *Introduction à la géologie générale du Portugal*, G14, p. 28-31.
- RIBEIRO, A. (1986) – The Neotectonic Regime of the West Iberia Continental Margin: a Transition from Passive to Active? *Maleo*, v. 2, 13, p. 38.
- RIBEIRO, A. (1989) – Carta neotectónica de Portugal, escala 1:1000000. Notícia explicativa. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 10 p.
- RODRIGUES, A.; DRAGO, T. (1990) – A relação relevo/estrutura no Beiral de Viana. *Anais do Instituto Hidrográfico*, n.º 11, p. 19-30.
- ROURE, F.; MONATI, S. e Le LANN, (1978) – *Campagne Estocade, submersible Cyana. Résultats des campagnes à la mer n.º 14*. CNEXO, Brest, 94 p.
- SCHEIDEGGER, A. E. (1967) – A stochastic model for drainage patterns into a intramontane trench. *Bulletin Association Internationale Hydrologie Scientifique*, n.º 1, p. 15-20.
- SHEPARD, F. P. (1965) – Types of submarine valleys. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 49, 3, p. 304-310.
- SHEPARD, F. P. (1977) – *Geological Oceanography*. Heinemann, London, 212p.

- SHEPARD, F. P. (1981) – Submarine canyons: Multiple causes and long-time persistence. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 65, p. 1062-1077.
- SHEPARD, F. P. e DILL, R. F. (1966) – *Submarine canyons and other sea valleys*. Rand Macnally & Co., Chicago, 231p.
- SHEPARD, F. P. ; EMERY, K. O. (1973) – Congo submarine canyon and fan valley. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 57, 9, p. 1679-1691.
- SHREVE, R. L. (1967) – Infinite topological random channel networks. *Journal of Geology*, v. 75, p. 178-186.
- STRAHLER, A. N. (1988) – *Geografia Física*. Omega S.A., Barcelona, 767p.
- STUBBLEFIELD, W.; MCGREGOR, B.; FORDE, E.; LAMBERT, D. e MERRIL, G. (1981) – Reconnaissance in DSRV ALVIN of a "fluvial-like" meander system of Wilmington canyon and slump features in south Wilmington canyon. *Geology*, v. 10, p. 31-36.
- SUMMERFIELD, M. A. (1991) – *Global Geomorphology—an introduction to the study of landforms*. John Wiley & Sons, New York, 537 p.
- TAPPONNIER, P. (1977) – Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. XIX, 3, p. 437-460.
- TRICART, J. (1968) – *Précis de géomorphologie*. Soc. Édition E. S., Paris, v. I; 322p.
- VANNEY, J. R. (1973) – La géomorphologie sous-marine. in, P. Muraour (ed.). *Structure et géomorphologie dynamiques des fonds marins*, Masson, Paris, p. 1-77.
- VANNEY, J. R.; LEURIDAN, J. et al. (1987) – Carte bathymétrique du canhão da Nazaré. Escala 1:150.000. *Publicações do Instituto Hidrográfico*
- VANNEY, J. R. e MOUGENOT, D. (1981) – La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes, analyse géomorphologique, *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, n.º 28, 150 p.
- VANNEY, J. R. e MOUGENOT, D. (1990) – Un canyon sous-marin de type "gouf". Le canhão de Nazaré (Portugal). *Oceanologica Acta*, v. 13, p. 1-14.
- VIGNEAUX M.; NAUDIN J. J. e PRUD'HOMME R. (1971) – Interprétation géomorphologique des données bathymétriques comme un accès à la connaissance architecturale des bassins océaniques. Application au golfe de Gascogne. *Colloque International Exploitation Océans de Bordeaux*, Thème III, 46 p.

